

Paris 1967

ETUDES LITTORALES ET ESTUARIENNES EN ZONE INTERTROPICALE HUMIDE

ARTICLE PRINCIPAL

recouvrant en partie la thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles
enregistrée au CNRS sous le Numéro AO 1658

par

Louis Robert LAFOND

Soutenue le 24 Juin 1967 à la FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY
devant le jury

MM	RIVIERE	Président rapporteur
	CAILLEUX	
	CHOUBERT	examineurs
	SIREYJOL	

ETUDES LITTORALES ET ESTUARIENNES EN ZONE INTERTROPICALE HUMIDE

ARTICLE PRINCIPAL

recouvrant en partie la thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles
enregistrée au CNRS sous le Numéro AO 1658

par

Louis Robert LAFOND

Soutenue le 24 Juin 1967 à la FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY
devant le jury

MM	RIVIERE	Président rapporteur
	CAILLEUX	
	CHOUBERT	examineurs
	SIREYJOL	

Dans ce volume sont réunies les conclusions et les résultats généraux relatifs à un certain nombre d'études estuariennes et littorales en zone tropicale, et principalement en zone perhumide.

Le mémoire total représente un volume de 800 pages, illustré de 280 figures. Il est édité par les soins du Laboratoire de Sédimentologie de la Faculté des Sciences à ORSAY (91). Outre une partie consacrée aux techniques de laboratoire, on y trouve onze monographies régionales et ce sont les observations faites en divers points du globe qui alimentent les conclusions présentées ici.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549003_0004

A mon Maître,
Le Professeur André RIVIERE.

Je sortais tout juste de l'Université après ma licence lorsque Monsieur le Professeur André RIVIERE a bien voulu m'accepter dans son laboratoire, comme stagiaire de recherches. C'est dire que c'est à lui et à son équipe du moment - Mademoiselle S. VERNHET, Ingénieur au C.N.R.S., Mademoiselle R. FRIDMAN, Chef de Travaux à Paris - que je dois toute mon initiation aux techniques du laboratoire et si la notion de "patron" a un sens, c'est bien pour moi à Monsieur RIVIERE que je puis l'appliquer. Je reste confondu devant l'énorme dette de reconnaissance que j'ai contractée envers lui et toute expression de remerciement me paraît sans commune mesure avec la gratitude que toujours je lui devrai.

C'est Monsieur RIVIERE également qui m'a permis de prendre contact avec les divers organismes pour lesquels j'ai effectué mes travaux outre-mer. L'atmosphère de liberté qui règne au laboratoire de Sédimentologie est universellement appréciée et a souvent été louée; elle permet à chacun de poursuivre ses recherches tout en bénéficiant de l'ensemble des techniques et des discussions animées qui réunissent souvent les membres de l'équipe. Je ne puis compter les problèmes résolus au cours de ces échanges de vues, pendant lesquels l'immense savoir de Monsieur RIVIERE, dominant le débat, nous a permis de prendre conscience d'analogies cachées et de directions de recherche fructueuses.

Je remercie bien vivement Monsieur le Professeur André CAILLEUX, qui a accepté de faire partie de mon jury malgré ses nombreuses occupations. Lorsque nous partagions à Paris les mêmes locaux exigus de l'ancien S.P.C.N., j'ai souvent bénéficié de son expérience de grand voyageur, de ses observations sur les pays tropicaux et de ses conseils sur la présentation des manuscrits.

Monsieur Boris CHOUBERT, alors directeur de l'Institut français d'Amérique tropicale à Cayenne, a accueilli avec une extrême bienveillance le débutant que j'étais. Par ses publications comme par ses conseils directs, j'ai été largement aidé au cours de ma première rencontre avec les mangroves et la sédimentation vaseuse. Plus tard, c'est encore à ses publications que j'ai fait appel pour acquérir mes connaissances sur le précambrien terminal du Gabon. Je suis heureux de pouvoir lui exprimer ici ma reconnaissance.

Monsieur Pierre SIREYJOL, Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées et Directeur du service des Ports et ouvrages d'art au Bureau Central d'Etudes pour les Equipements Outre-mer, m'a permis par sa confiance toujours renouvelée, de réaliser Outre-mer l'essentiel de mon travail de terrain. Sa grande connaissance des phénomènes littoraux et l'universalité de ses vues firent qu'il a toujours été pour moi un guide très écouté. Qu'il ait bien voulu me considérer tout jeune encore comme un spécialiste valable des questions littorales a beaucoup fait pour me permettre d'acquérir une certaine assurance, et pour cela en particulier, je le prie de croire en ma vive reconnaissance.

Il m'est agréable de remercier ici les personnes qui m'ont permis de réaliser les nombreux voyages nécessaires aux études que j'ai entreprises. Outre Monsieur SIREYJOL, je voudrais citer Monsieur Jean LAURENT, Président Directeur Général du laboratoire Central d'Hydraulique de France, Monsieur Pierre GERLIER, Directeur Général Adjoint, Messieurs les Ingénieurs en Chef des Ponts et Chaussées OBLIN et GRUOT, Monsieur CASSINIS, Directeur de Vianini Dragaggi à Rome et Monsieur LEONE, Directeur d'Alvi au Cameroun, auxquels je suis redevable d'innombrables facilités.

Il m'est impossible de nommer tous ceux qui m'ont aidé Outre-mer au cours de mes campagnes de recherches si dispersées. Je dois une particulière reconnaissance au Commandant Claude MARTIN, Chef de la mission hydrographique de S.O.G.E.I., qui m'a le premier initié sur le terrain aux problèmes littoraux, à Tanger; j'ai eu la chance extrême de pouvoir à nouveau travailler avec lui au Cameroun et au Gabon.

Au laboratoire Central d'Hydraulique de France, j'ai eu le plaisir de travailler avec les Chefs de mission hydrographique, le Commandant Henri MILLIERE, et le Commandant Pierre BEAUCHESNE. Ils ont tout fait pour me permettre de mener à bien mes travaux. Monsieur l'Ingénieur Claude MIGNIOT, Chef du service de Sédimentologie de Maisons-Alfort a été pour moi un collaborateur très précieux et d'une gentillesse extrême. Au Cambodge et à Maroantsetra, j'ai travaillé également avec le Commandant H. MAILLOUX, dont l'expérience m'a été très profitable. Que tous leurs collaborateurs européens et africains veuillent bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Dans chacun des pays dans lesquels j'ai travaillé, j'ai largement puisé dans la somme des renseignements géologiques, hydrographiques et météorologiques accumulés par les collaborateurs des services régionaux. J'ai toujours rencontré un accueil particulièrement sympathique qui m'a bien montré que la solidarité des travailleurs de l'Outre-mer n'est pas un vain mot. Partout, j'ai également rencontré auprès des autorités administratives une compréhension et une aide dont j'aurais mauvaise grâce à oublier de faire mention. Je remercie en particulier Monsieur Henri BESAIRIE, Chef des services Géologiques à Madagascar, pour qui la géologie de l'île n'a aucun secret, et Monsieur P. GAGEONNET, Directeur des services Géologiques de la S.P.A.F.E., qui n'a pas hésité à ouvrir pour moi la masse des archives pétrolières sur les bassins sédimentaires du Cameroun et du Gabon.

A l'Université, en dehors de Monsieur RIVIERE, mes remerciements vont à Monsieur le Professeur BROUSSE qui m'a permis de disposer de l'appareillage qu'il a installé dans le service de Pétrographie. Ils vont aussi à tous mes collaborateurs, en particulier aux Assistants qui n'ont jamais hésité à prendre en charge une partie du service qui me revenait lorsqu'ils me voyaient par trop submergé de travail ; si j'ai pu consacrer beaucoup de temps à la mise au point de mes derniers travaux, c'est grâce à leur compréhension et à leur gentillesse. Il m'est agréable de citer en particulier Mademoiselle Annie MARTIN, qui m'a aidé en fin de rédaction par ses observations et ses critiques et qui a assuré en mon absence une partie de la correction finale des épreuves.

L'imposant travail de dactylographie du manuscrit a été assuré par Mademoiselle Marie-Thérèse LAURENT, que je suis heureux de remercier ici de son dévouement inlassable.

Monsieur Claude HIRAGA a coordonné l'illustration et c'est à son talent que je dois la plupart des figures: la qualité de celles-ci permet de les reconnaître au milieu des documents de facture plus ancienne. En outre, c'est à lui et surtout à Monsieur Martin HAYET que sont revenus les travaux de reproduction et d'impression du mémoire. Comme tous ceux que la place manque pour citer, je les prie d'accepter l'expression de ma reconnaissance.

INTRODUCTION

Ce mémoire est l'exposé des résultats obtenus au cours d'une série de campagnes d'étude littorale en zone intertropicale : ces campagnes furent effectuées à l'occasion de problèmes d'aménagement ou d'érosion littorale, mais l'emploi massif des méthodes de laboratoire a permis, au delà des résultats de terrain, de dégager nombre de points particuliers des cycles d'érosion dans les conditions climatiques de diverses régions de la zone tropicale.

Les recherches ont été le plus souvent effectuées au sein d'une mission comprenant, outre le géologue, des hydrographes et des marins. Les missions sédimentologiques faites indépendamment des missions hydrographiques, sont généralement postérieures à ces dernières, de sorte qu'en tous les cas j'ai pu bénéficier d'une documentation très précise et en particulier de mises au point récentes de la topographie terrestre et sous-marine. Les nécessités de la recherche m'ont d'ailleurs généralement amené à dépasser les cadres limités des études hydrographiques.

Celles-ci comportaient de très nombreuses mesures de courant et de débit fluvial dont j'ai pu largement profiter. Enfin, plusieurs des sites étudiés sur le terrain ont été reproduits en modèle réduit au laboratoire central d'hydraulique de France à Maison-Alfort, ou au Laboratoire National d'hydraulique de Chatou : les résultats obtenus sur les maquettes ont permis d'obtenir la confirmation expérimentale d'un certain nombre des schémas de transit retenus au cours des études de terrain. Certaines de ces études sur maquette, comme celle d'Owendo au Gabon, se poursuivent encore en 1966.

C'est en 1954 que j'ai eu l'occasion pour la première fois de prendre contact avec les problèmes littoraux tropicaux, au sein d'une mission consacrée à l'étude de l'envasement de la rivière de Cayenne, du Mahury et de l'Approuague, en Guyane Française. L'étude sédimentologique a permis de définir pour la première fois d'une manière précise les conditions d'équilibre du littoral entre la frontière brésilienne (marquée par l'embouchure de l'Oyapock) et la rivière de Sinnamarie, soit sur environ 300 kilomètres de côte de mangrove : dans cette zone, les estuaires de la rivière de Cayenne, du fleuve Mahury et du fleuve Approuague ont été particulièrement étudiés ; les embouchures de la rivière de Kourou, de la rivière de Sinnamarie et de l'Oyapock ont été explorées. Dans l'intérieur du pays, les bassins des rivières de Cayenne et de Montsinery, ainsi que le bassin du Mahury au sens large (Comté, Galibi, Orapu) ont été prospectés : le bassin de l'Approuague n'a pu être exploré que jusqu'au Saut Tourépé. Un laboratoire de campagne, monté de toutes pièces à Rochambeau, a permis d'effectuer sur place les mesures de salinité, de turbidité et de pH des eaux littorales et estuariennes : des mesures simples ont été faites sur les sédiments, telles que détermination du pH, dosage du calcaire, granulométrie des sables et détermination de la fraction grossière des vases. L'essentiel du travail analytique a cependant été réalisé dans les laboratoires de Sédimentologie de la Faculté des Sciences, à Paris puis à Orsay ; en particulier, l'étude des argiles a été entièrement reprise depuis 1961 à l'aide des méthodes diffractométriques modernes,

alors que les premières déterminations avaient été effectuées à l'aide d'un appareil à chambre de corréption plus fruste.

En 1955, je me suis rendu une première fois à Madagascar pour étudier trois points du littoral de l'île: l'estuaire de la rivière Betsiboka avec le port de Majunga, la côte Ouest aux environs de Morondava, la côte Sud-Est aux environs de Fort Dauphin. Le problème de la Betsiboka est aussi un problème d'envasement et l'importance extrême des apports continentaux permet de suivre facilement une sédimentation très active. La déforestation des hauts plateaux malgaches, dénoncée depuis bien longtemps mais néanmoins poursuivie dans les zones où les populations sont encore peu disposées à suivre les directives d'un pouvoir central qui reste très lointain, est à l'origine d'une brusque amplification des phénomènes: la capture de la haute Mahajamba par le Kamoro, affluent de la Betsiboka, dans la cuvette de Tsaratanana, a dérivé également vers Majunga des apports autrefois rejetés plus au NE en baie de Mahajamba. L'étude des mouvements des eaux et des sédiments comme la comparaison des levés hydrographiques de la rade de Majunga, effectués à des dates diverses, permettent de préciser le processus d'envasement et les zones d'atterrissement préférentiel: la plus remarquable de celles-ci est d'ailleurs constituée par le bassin du nouveau port de Majunga, dit Port Schneider, dont la construction date de 1934, et dont le plan d'eau n'offre plus actuellement que des profondeurs inutilisables.

Le problème posé par la côte Ouest à Morondava est au contraire un problème de plage, les formations vaseuses ne se rencontrant qu'en arrière de la côte, dans des zones lagunaires. L'érosion intense du littoral, à laquelle est due la destruction du boulevard maritime de Morondava, apparaît finalement comme étroitement liée à la capture par la rivière Morondava de la partie haute de la rivière Kabatomena. Celle-ci n'assure plus un approvisionnement suffisant du courant littoral d'obliquité, au Sud de la Morondava.

Fort Dauphin est situé au Sud du tropique du Capricorne, mais l'équilibre littoral est lié aux influences qui régissent l'ensemble de la côte Est de l'île: de plus, l'existence de plages à uranothorianite, très radioactives, a permis d'utiliser avec succès une méthode sédimentologique originale. Aussi ai-je maintenu ce chapitre.

Un laboratoire de campagne installé à Majunga a permis comme précédemment de dégrossir sur place le travail analytique, mais les études ont été complétées ultérieurement en France.

En 1956, j'ai eu l'occasion d'étudier les phénomènes d'envasement sur la côte de la Guinée (alors Guinée Française), principalement aux environs du port de Conakry. Les études dynamiques ont été menées en liaison avec les services des travaux publics et avec le laboratoire de l'Institut Français d'Afrique Noire (I.F.A.N.) qui était alors installé à Conakry. Les recherches chimiques et minéralogiques ont été faites à Paris. L'ensemble de ces études a permis de préciser le mode de transport des vases sous l'influence alternative des courants de marée, ainsi que le mécanisme d'envasement des darses portuaires.

En 1957, je me suis rendu au Cambodge pour étudier les conditions de la sédimentation dans la partie Est de la grande baie de Kompong Som, où se construisait le nouveau port du Cambodge, baptisé depuis Sihanoukville. En pleine forêt tropicale et dans un site parfaitement inhabité jusqu'alors, les activités du chantier ont provoqué une accélération considérable de l'érosion. La sédimentation littorale, jadis presque inexistante, a changé de caractère et a considérablement augmenté en certaines zones. Dans un premier stade d'évolution, ce sont surtout les lagunes littorales qui se remplissent de débris provenant des couvertures latéritiques dégagées de leur végétation : mais les nécessités de l'urbanisme et de la lutte contre les anophèles amènent progressivement les autorités locales à procéder au comblement de ces lagunes : les sédiments finissent alors par s'accumuler dans la zone portuaire et risquent de constituer à brève échéance une gêne pour la navigation. L'étude de la répartition des sédiments sous-marins au large de la ville montre par ailleurs que les fonds de cette partie de la baie ont toutes raisons d'être stables en l'absence d'intervention humaine.

Après une interruption de quelques années, j'ai pu reprendre les études précédentes avec des moyens accrus en Afrique centrale. Au cours de trois missions successives, j'ai étudié les phénomènes de transport et de sédimentation dans l'estuaire du Wouri (Cameroun) (1962), puis au pied du Mont Cameroun Jura même (1963) : des sondages m'ont également permis de préciser la stratigraphie des formations quaternaires de l'estuaire du Wouri, dont l'étude a permis de mettre en évidence plusieurs retours offensifs de la mer (1964). L'immense estuaire du Gabon a fait également l'objet de deux missions d'étude (1962-63) l'effort principal portant sur le site du futur port minéralier d'Owendo, près de Libreville. Les échantillons recueillis au Cameroun et au Gabon ont été étudiés dans un laboratoire monté en 1962 au port de Douala et muni d'un appareillage moderne. Les analyses ont été comme précédemment complétées en France, dans les laboratoires de Sédimentologie et de Pétrographie d'Orsay.

En 1963 également, je suis retourné à Madagascar pour étudier la sédimentation dans la partie Nord de la baie d'Antongil, sur la côte Est de l'île. La direction des failles qui limitent le fossé d'effondrement que constitue cette baie impose au littoral de la partie Nord des conditions hydrodynamiques simples, presque schématiques, qui permettent de suivre en détail l'évolution côtière. L'étude des sondages entrepris dans les plaines basses de Maroantsetra et sur le site du nouveau port de Hiaraka a permis de préciser l'évolution des sédiments en profondeur, d'autant que la vitesse d'accumulation des matériaux dans le domaine océanique périlittoral a pu être précisée par une datation au carbone 14. L'étude des échantillons d'Antongil a été réalisée entièrement à Orsay.

L'exposé des résultats sera fait suivant un ordre logique plutôt que suivant l'ordre chronologique des missions : après une première partie consacrée à la description rapide et à la discussion des techniques d'observation et de mesure utilisées sur le terrain et au laboratoire, je présenterai mes recherches sous forme de monographies régionales.

Successivement je traiterai :

Les côtes du Cameroun:

- l'estuaire du Wouri (Cameroun) (2^e partie)
- la côte du Mont Cameroun (3^e partie)
- le Quaternaire du Wouri (4^e partie)

L'estuaire du Gabon (5^e partie)

La côte guinéenne autour de Conakry (6^e partie)

Madagascar:

- l'estuaire de la Betsiboka (7^e partie)
- la baie d'Antongil (8^e partie)
- la côte Ouest près de Morondava (9^e partie)
- la côte SE aux alentours de Fort Dauphin (10^e partie)

La baie de Kompong Som (Cambodge) (11^e partie)

Les côtes de Guyane (12^e partie)

En conclusion, une treizième partie sera consacrée aux résultats généraux que l'on peut tirer de ces études régionales.

Des raisons matérielles m'ont obligé à consacrer des laps de temps très variables à chacune de ces études régionales ; sauf au Cameroun et au Gabon, il ne m'a jamais été possible d'effectuer plus d'un seul séjour sur le terrain, ce qui m'a interdit de m'appuyer sur les résultats analytiques pour organiser des campagnes complémentaires. De ce fait, plusieurs de mes travaux ont peut-être encore le caractère de travaux de reconnaissance.

TREIZIEME PARTIE

RESULTATS GENERAUX ET CONCLUSIONS

TREIZIEME PARTIERESULTATS GENERAUX ET CONCLUSIONS.

A la suite de l'exposé des résultats acquis localement dans les régions littorales intertropicales précédemment étudiées, il peut paraître intéressant de résumer d'un point de vue plus général les phénomènes observés et d'essayer d'en dégager les caractères principaux.

Je tenterai de définir successivement le milieu intertropical dans son ensemble, puis quelques uns des aspects qui m'ont particulièrement retenu, en particulier les phénomènes estuariens et littoraux. Les problèmes particuliers des associations sédimentaires et de leur signification seront ensuite évoqués, ainsi que les phénomènes de diagenèse précoce des sédiments que j'ai eu la chance de pouvoir saisir dans quelques séries de sondages superficiels à travers des formations quaternaires jusqu'ici inconnues.

Je rappellerai enfin pour terminer, les points précis sur lesquels il semble que ma contribution à la connaissance des phénomènes étudiés soit importante.

CHAPITRE QUARANTE-SEPT

LE MILIEU INTERTROPICAL

Prise dans son ensemble, la zone intertropicale peut être définie par des facteurs climatiques, dont les phénomènes d'altération superficielle, d'érosion et de sédimentation peuvent être considérés comme des conséquences.

(47).1. - LES CONDITIONS CLIMATIQUES GENERALES.

Dans les descriptions sommaires des phénomènes climatiques qui caractérisent les zones étudiées, j'ai constamment eu l'occasion de souligner que les deux facteurs essentiels du climat étaient la température et le régime des précipitations : si ces deux facteurs interviennent un peu partout dans le monde pour permettre une définition des divers types de climat, c'est cependant dans les zones intertropicales que leur action se révèle la plus schématique et la plus largement prédominante.

J'étudierai successivement les caractères généraux des températures et de la pluviométrie, avant de souligner les différences qui permettent de définir les types climatiques intertropicaux.

(47).1.1. - Les températures.

TROLL (1943) a souligné le fait thermique essentiel concernant le domaine intertropical: l'amplitude de la variation diurne est supérieure à l'amplitude de la variation annuelle. Les conséquences de cette suprématie sont considérables dans le domaine de l'altération et de la pédogenèse, comme dans le domaine biologique. Les températures moyennes restent d'autre part élevées durant toute l'année.

Le critère retenu est le rapport des deux amplitudes diurne et annuelle, non la valeur absolue de l'une ou l'autre ; près de l'équateur en effet (Douala, Cayenne), l'une et l'autre sont réduites en forte proportion par la nébulosité. A la limite des zones désertiques par contre (Morondava), l'amplitude annuelle s'élève beaucoup, mais l'amplitude diurne plus largement encore. La ligne le long de laquelle les deux amplitudes s'égalisent a été cartographiée (TROLL, 1943) et on constate qu'elle suit sensiblement les deux tropiques, sans qu'il y ait de relation directe entre la définition cosmique des tropiques et le phénomène thermique. Toutes les zones étudiées dans ce mémoire se situent à l'intérieur de la ligne précédente, sauf celle de Fort Dauphin, qui est un peu au Sud de la limite.

L'étude des isothermes de Janvier et de Juillet perd une grande partie de sa signification entre les tropiques, car ces mois ne coïncident nullement avec le maximum et le minimum de température annuelle, comme aux latitudes plus élevées. En principe, le mois le plus chaud devrait être celui pendant lequel le soleil passe au zénith du lieu : le phénomène est en fait rarement réalisé (cas du mois de septembre à Dakar) et c'est la période qui précède immédiatement le déclenchement de la saison des pluies qui est en général celle où l'on enregistre les températures moyennes les plus élevées (Douala, Majunga).

En altitude, les températures moyennes baissent, parfois très largement (Mont Cameroun), mais l'amplitude de la variation saisonnière reste faible.

Du point de vue sédimentologique, le climat intertropical peut être considéré comme un climat uniformément chaud.

(47).1.2. - Les précipitations.

Les zones de précipitations abondantes ou fréquentes forment trois ceintures autour du globe : deux aux latitudes moyennes (en liaison avec les perturbations du front polaire), la troisième, qui est de loin la plus étendue et la plus importante, autour de l'équateur, en liaison avec des pluies de convection ou des dépressions circulant le long de la convergence intertropicale.

Les zones pluvieuses se déplacent en latitude au cours de l'année ; schématiquement, elles se décalent vers l'hémisphère en été (au sens cosmique), probablement sous l'influence des courants aériens de haute altitude (jet-streams). J'ai décrit (2ème partie, chap.5) la suite des phénomènes dans la zone du Sud - Cameroun, mais des descriptions analogues auraient pu trouver place également à propos des côtes de Guinée, du Cambodge et de Guyane.

Ce schéma doit être complété en faisant intervenir l'exposition des masses continentales par rapport aux vents dominants. C'est ainsi que la répartition des pluies à Madagascar est presque méridienne, la côte Est (Maroantsetra, Tamatave, Fort Dauphin) recevant un maximum de pluies en provenance de l'océan Indien, tandis que la côte Ouest est beaucoup plus sèche à latitude équivalente (Morondava).

Le total des précipitations annuelles en zone tropicale peut varier considérablement :

Bibundi (Cameroun occidental) : plus de 10 mètres
 Conakry : 5 mètres
 Douala et Cayenne : 4 mètres
 Maroantsetra, Sihanoukville : 3 mètres
 Majunga, Libreville : un peu moins de deux mètres
 Morondava : 0,75 mètre environ.

Mais chacun sait qu'en climat chaud plus qu'ailleurs encore, la répartition des précipitations importe plus que la quantité totale, un défaut momentané des précipitations entraînant une déperdition d'eau considérable du fait de l'évaporation. Les conséquences pédogénétiques et sédimentologiques en particulier peuvent être considérables et les nuances du cycle pluviométrique inter-tropical conditionnent en particulier les phénomènes de cuirassement (Guinée : MAISONNIER, 1958, l'intensité du lessivage et la création de chaînes de sol (MEL, 1954 - DEWITTRE, 1965), les conditions de reprise des vases de mangrove et des slikkes intercotidales (Majunga, Morondava, Conakry).

Les régimes pluviométriques intertropicaux sont classés généralement en fonction de la répartition dans l'année des moyennes pluviométriques mensuelles.

1) - Le régime équatorial vrai comporte des précipitations en toutes saisons, mais avec deux maximums associés aux équinoxes et deux minimums associés aux solstices. Le type en est représenté à Ceylan, mais le régime de la Guyane Française s'en rapproche beaucoup.

2) - Dans le régime équatorial de transition, la durée des saisons humides et sèches séparant les deux maximums pluviométriques est inégale ; à Majunga par exemple, les deux vagues à pluviométrie maximum sont assez étroitement soudées entre elles, 6 à 7 mois de l'année ayant finalement une pluviométrie supérieure à la moyenne.

3) - On appelle régime tropical les régimes caractérisés par un maximum unique situé en général dans un des mois qui suivent le solstice d'été ; le minimum des précipitations est beaucoup mieux marqué que dans les types équatoriaux.

En dehors du régime tropical franc, caractérisé par l'absence de toute moyenne mensuelle inférieure à 15 mm. et supérieure à 500 mm., on peut distinguer avec DE MARTONNE (1925) :

- un régime tropical long ("soudanien") dans lequel la concentration des pluies est très augmentée pendant certains mois de l'année. La station type de ce climat peut être justement prise à Majunga (PEGUY, 1961).

- un régime tropical court, dans lequel les mois recevant plus de 15 mm. d'eau sont au plus au nombre de six ; ceci n'implique nullement que les précipitations annuelles totales soient inférieures au type précédent, certains mois recevant d'énormes quantités d'eau. Ce régime est réalisé dans la partie continentale de la Guinée par exemple.

- un régime tropical à paroxysme, constitué par des précipitations dont la masse est telle que certains mois peuvent recevoir à eux seuls plus de 500 mm. d'eau. Le type en est pris à Conakry, qui reçoit en

moyenne près de 5 mètres d'eau par an, dont la moitié au cours des deux seuls mois de Juillet et d'Août.

L'efficacité des précipitations tropicales, notamment dans le domaine de l'agressivité vis à vis des sols et de l'érosion mécanique, est très considérable, comme les descriptions des phénomènes superficiels n'ont cessé de le souligner tout au long de ce travail. L'indice de "capacité érosive du climat" (FOURNIER, cité par FEGUY, 1961) permet de préciser quantitativement cette notion au niveau des régimes pluviométriques moyens.

Cet indice est le rapport du carré de la moyenne mensuelle la plus élevée à la moyenne annuelle des précipitations ; les valeurs calculées pour les stations étudiées dans ce mémoire sont les suivantes ;

	p	P	K
Douala	670	3940	113
Libreville	377	2410	58
Conakry	1323	4306	375
Majunga	474	1559	144
Maroantsetra	468	3326	65
Morondava	246	758	79
Fort Dauphin	224	1623	31
Sihanoukville	678	3423	134
Cayenne	505	3700	145

p = Plus forte moyenne mensuelle , en mm.

P = Moyenne annuelle, en mm.

K = Indice de capacité érosive du climat.

La région de Conakry montre un indice particulièrement élevé, qui tranche avec les indices des régimes équatoriaux, dont certains peuvent être relativement bas, comme sur la côte Est de Madagascar. L'indice de Majunga apparaît également comme très fort par comparaison avec les zones plus sèches. Enfin, la région de la côte SE de Madagascar diffère totalement des autres zones étudiées, montrant une répartition pluviométrique de type nettement tempéré.

A l'échelle des chutes de pluie elles-mêmes, la capacité érosive des précipitations tropicales se trouve largement augmentée encore du fait que le diamètre des gouttes est important et que chacune de ces gouttes arrive au sol avec une énergie cinétique accrue. En l'absence de couvert végétal continu, les dégâts dus à une seule averse peuvent être catastrophiques, alors que sous couvert forestier dense les précipitations arrivent au niveau du sol d'une manière très uniformisée. Les phénomènes de lessivage des zones superficielles restent intenses, mais l'érosion mécanique finit par être pratiquement annulée (Guyane, Cambodge, forêt de l'Est malgache).

(47).1.3. - Les types climatiques intertropicaux.

La classification des climats que j'ai utilisée dans ce mémoire repose sur l'emploi des climogrammes (PEGUY, 1961), de construction graphique simple et d'interprétation immédiate. Il suffit pour les construire de disposer pour une station des moyennes mensuelles des précipitations et de la température.

Dans le fuseau eurafricain, très continental, la zonation climatique est très nette et l'ensemble intertropical est à dominante particulièrement chaude et humide, la partie droite de l'abaque des climogrammes se trouvant seule concernée pour toutes les stations. Les mois non humides, s'il y en a, sont toujours de type aride.

En venant du Nord, le domaine intertropical débute par une zone de transition où les influences humides et arides s'égalent en durée (6 mois arides, 6 mois tropicaux) : c'est la province soudanienne, bien observable au Sénégal et au Mali.

Dans le climat de type guinéen, le nombre des mois humides et chauds s'élève à 7 ou 8 ; la période sèche n'est plus qu'un répit au milieu de l'humidité constante du milieu naturel, répit dont la portée est d'autant moins grande que les totaux pluviométriques annuels guinéens sont de l'ordre de grandeur des maximums du continent africain : à Conakry, la moitié des précipitations annuelles interviennent en Juillet-Août, et en face de tels déluges, l'existence d'une saison sans pluie plus ou moins brève est déjà secondaire. Le milieu est pratiquement aussi humide que le milieu équatorial lui-même, caractérisé par le type climatique "congolais" de PEGUY (1961). Dans ce type, le nombre des mois tropicaux varie de 9 à 12 et le climat du Sud-Cameroun constitue une bonne illustration, avec la quasi-absence de saison sèche à Douala.

Au Sud de l'équateur, on devrait retrouver la même succession qu'au Nord, sur un espace d'ailleurs réduit. Mais la symétrie des deux hémisphères n'est pas parfaite et j'ai souligné que Libreville, qui est pourtant dans l'hémisphère Nord géographique, possédait un régime pluviométrique de type déjà austral. D'autre part, les climats austraux, quoique chauds et humides pendant les deux tiers de l'année ne voient pas réapparaître les précipitations paroxystiques de type guinéen : à Brazzaville, la saison sèche est notable.

Comme je l'ai signalé plus haut, un nouveau schéma de répartition climatique apparaît en bordure de l'océan Indien. L'influence de l'alizé devient prépondérante et les grandes provinces climatiques sont orientées du Nord au Sud à Madagascar. De l'Est à l'Ouest, on rencontre ainsi successivement un climat de type congolais (Maroantsetra), un climat d'altitude ou voisin des mois tropicaux, arides et mois tempérés par l'altitude (Tananarive), et enfin des formes de transition vers un climat de type soudanien dont la réalisation peut être considérée comme totale dans la région de Tuléar, au SW de l'île. Majunga et Morondava peuvent constituer deux étapes de ces formes climatiques de transition.

L'originalité du fuseau climatique extrême-oriental tient à la très grande insularité de l'Asie du Sud-Est dans les zones intertropicales. Dans cette région du globe, le nombre des mois chauds et humides est plus élevé que dans le fuseau eurafricain, à caractéristiques équivalentes, ce qui fait que l'apparition d'une saison chaude et humide de plus de six mois n'a pas les mêmes conséquences concrètes qu'en Afrique occidentale ou centrale. Le caractère qui définit le véritable climat tropical en Asie est plutôt la disparition des vrais froids hivernaux. En Indochine, ceux-ci sont encore sensibles au Vietnam du Nord, mais dans le centre du pays, les mois froids sont remplacés par des mois arides, ce qui rapproche le climat du type guinéen. Plus au Sud encore (ancienne Cochinchine, côte cambodgienne, Indonésie), le régime thermique est équatorial, à amplitudes très faibles, tandis que le régime pluviométrique est tropical très uniformisé : c'est le type climatique indonésien. Le climat de la baie de Kompong Som se rapporte assez bien à ce type.

Le fuseau climatique américain est marqué par la présence des deux océans et la disposition méridienne des plus hauts reliefs, face aux flux d'Ouest. En zone tropicale, toutes les Antilles, toute l'Amérique centrale (sauf les hautes terres), le bassin de l'Amazonie (moins la partie Sud de son embouchure), sont caractérisés 9 mois par an au minimum par des températures et une pluviométrie de type guinéen ou indonésien. L'ensemble du bouclier Guyanais est soumis au climat équatorial et les premiers indices d'aridité véritable n'apparaissent que sur les climogrammes établis pour Trinidad d'une part et le bassin du Rio Tocantins (Brésil) d'autre part.

Les nuances climatiques sont donc assez facilement discernables à l'aide des deux seuls éléments majeurs considérés ; j'ai souligné par ailleurs dans chaque cas particulier l'influence des principaux éléments mineurs du climat dans chacune des stations étudiées, mais la variété de ceux-ci permet difficilement d'envisager un exposé synthétique. En ce qui concerne les équilibres littoraux, l'influence des vents prend évidemment une certaine importance et permet sur les côtes ouvertes des remaniements de sédiments qui n'existent pas dans les zones abritées. Les modalités de ces phénomènes n'ont pas un caractère général que l'on puisse relier au climat intertropical, ce qui réduit l'intérêt de leur description dans un contexte climatologique.

(47).2. - L'ALTERATION EN ZONE INTERTROPICALE.

Sous l'influence des facteurs climatiques précédents, les phénomènes d'altération superficielle prennent une ampleur ailleurs inégale; l'épaisseur du manteau d'altération, l'importance des phénomènes de lessivage chimique, le passage brusque de l'érosion chimique à la dégradation mécanique lorsque la couverture végétale du sol, naturellement continue, se trouve détruite, la constitution d'associations minéralogiques très particulières dont les formes les plus remarquables ont été décrites dans la littérature sous le nom général de latérites, permettent de caractériser a priori l'essentiel des phénomènes externes continentaux entre les deux tropiques.

Je distinguerai d'une part les processus d'altération chimique qui aboutissent à la constitution des formations pédologiques groupées sous le nom de latérites, et d'autre part les phénomènes d'érosion mécanique, qui s'exercent d'ailleurs le plus souvent dans les zones à relief modéré qui nous intéressent ici aux dépens de la couverture superficielle elle-même.

Au cours des processus chimiques eux-mêmes, il est commode de distinguer les phénomènes de dégradation, liés au lessivage, et les phénomènes de néogenèse et de concrétionnement, bien que les deux puissent se trouver intimement mêlés dans un même profil, voire dans un même échantillon.

(47).2.1. - Lessivage.

L'intensité exceptionnelle des précipitations durant une partie au moins de l'année aboutit en zone intertropicale à des phénomènes de lessivage d'intensité inégalée sous d'autres climats. Les silicates sont susceptibles d'être totalement hydrolysés et tous les éléments finissent par être libérés des réseaux. L'alumine libre, élément le moins mobile de tous sauf en milieu basique reste en majeure partie sur place ; de l'hydrargillite se constitue, soit directement en grands cristaux, soit plus tardivement à partir de gels colloïdaux. Tous les autres éléments sont exportés en dehors des zones de départ, d'autant plus loin que leur mobilité est plus grande. Les alcalins, en particulier, disparaissent définitivement d'une manière à peu près totale de tout l'ensemble des profils d'altérations (LACROIX, 1913).

Les pertes par lessivage sont très rapides lorsque l'altération s'attaque directement à des roches saines. Dans le cas des roches cristallines, LENEUF (1959) pour les roches acides, puis DELVIGNE (1965) pour les roches basiques ont montré dans le cas des formations d'altération de la côte d'Ivoire que les feldspaths constituaient les minéraux les plus facilement altérables, la gibbsitisation pouvant prendre l'aspect d'une véritable pseudomorphose des minéraux primaires. Dans les roches basiques, l'altération des minéraux ferromagnésiens est postérieure, et les solutions ferrugineuses issues des micas ou des pyroxènes ne colorent pas les plages de gibbsite (DELVIGNE, 1965).

Mais le plus souvent, l'altération poussée finit par s'appliquer à des masses de formations superficielles déjà largement modifiées et les phénomènes actuels jouent le plus grand rôle dans la reprise des zones d'altération plus ou moins anciennes. Les pertes par lessivage sont très ralenties dans ce cas par rapport à ce qu'elles sont au cours de l'altération des roches saines.

Les conditions du lessivage sont particulièrement intéressantes à préciser sous couvert forestier continu, les phénomènes d'érosion mécanique n'interférant plus avec les phénomènes chimiques. Lorsque le drainage est assuré dans l'ensemble du sol, il ne se constitue pas de véritable horizon d'accumulation et les conditions restent à la fois acides et oxydantes de haut en bas du profil.

Dans le tableau qui suit, on trouvera les caractères distinctifs de deux profils sélectionnés, correspondant tous deux à un flanc de colline totalement recouvert de forêt primaire.

Horizon	1)				2)			
	Maroantsetra, route de Navane (Madagascar)				Yasika, route de Douala à Dizangué (Cameroun)			
	Epaisseur	pH	rH	Minéraux	Epaisseur	pH	rH	Minéraux
A ₀	0,25 m.	4,9	24	-	0,20 m.	5,1	27	-
A ₁	0,75 m.	4,0	27	Gibbsite Kaolinite	0,60 m.	4,1	29	Gibbsite Kaolinite
A ₂	1/2 m.	4,1	23	Kaolinite (Gibbs.)	1,10 m.	4,05	20	Kaolinite
C	Plusieurs mètres	4,25	20	Kaolinite (illite- vermiculite)	4 m.	4,80	21	Kaolinite Montmoril- lonite
Roche mère	Arène granitique in situ				Grès conglomératique in situ			

Il n'y a pas d'horizon d'accumulation individualisé (B)

Quoique pris dans des régions totalement différentes, ces profils ont des caractères très voisins. De très nombreuses observations permettent de généraliser les résultats, mais la majorité des profils ne peuvent être observés en entier sous forêt vierge tant leur épaisseur est grande.

La migration de la silice n'est pas totale même en haut du profil. contrairement à ce qui se passe au contact des roches fraîches et dans les zones topographiques élevées. Ici, la kaolinite accompagne toujours l'hydrargillite et les grands cristaux de gibbsite sont rares.

(47).2.2. - Néogenèse et concrétionnement.

La genèse des minéraux nouveaux dans les zones d'altération est en fait inséparable des phénomènes de lessivage dans une description générale du processus : dans les zones de départ elles-mêmes se produisent des recristallisations, même lorsque le lessivage est extrêmement intense. Les grands cristaux de gibbsite ont été signalés à l'emplacement des plagioclases par tous les auteurs qui ont décrit les profils ferrallitiques sur les roches cristallines (LACROIX, 1913 ; J. DE LAPPARENT, 1935 ; GEZE, 1942 ; LENEUF, 1959 ; DELVIGNE, 1965 et bien d'autres auteurs). L'exportation de tous les éléments du sol autres que l'aluminium, d'une part, et le lessivage continu des zones bien drainées du complexe d'altération par les eaux forestières chargées d'acides humiques, eaux dont le pH est très

généralement compris entre 4 et 5, d'autre part, suffisent à expliquer la genèse de ce minéral. HERBILLON et GASTUCHE (1962) ont montré expérimentalement que le pH optimum de précipitation des gels d'alumine est effectivement de 4,5 lorsque l'on désire obtenir par vieillissement une évolution du gel dans la direction du réseau cristallin de l'hydrargillite.

L'exportation de la silice n'est totale dans le sol qu'au dessus d'un certain niveau, dénommé souvent "front de silicification" ou "front de désilicification" suivant le point de vue auquel on se place. Au-dessous de ce niveau, du fait soit d'un mauvais drainage, soit plus fréquemment du lessivage oblique sur les pentes, la silice transportée en solution par les eaux peut se recombinaisonner à l'alumine libre, donnant naissance à des kaolinites. On a assez fréquemment remarqué (DELVIGNE, 1965 ; LAFOND, 1965 c ; GRANT, 1966) que la cristallinité des kaolinites décroît de la base vers le sommet des profils pédologiques. Il est bien admis maintenant (MILLOT, 1964) que la kaolinite provient d'une néogénèse secondaire à partir de gels colloïdaux (ERHARDT, 1956) ou de solutions vraies (SIFFERT, 1962), et non d'une altération primaire des feldspaths des roches cristallines.

A l'extrême base des profils pédologiques et dans des sondages, on peut distinguer une troisième zone de néoformation correspondant à un lessivage moins poussé que dans les cas précédemment évoqués : la gibbsite est absente et si la kaolinite est toujours le minéral dominant, elle est accompagnée de produits de synthèse plus riches en cations. La présence de montmorillonite est considérée comme constante à la base des profils latéritisés (MILLOT, in C.N.R.S., 1961), mais il arrive que ce minéral puisse manquer localement, comme je l'ai montré au Gabon (1965 c, 1965 d) lorsque les conditions de drainage sont satisfaisantes. La montmorillonite peut également être remplacée par des interstratifiés réguliers illite-vermiculite (LELONG, 1964; LAFOND, 1964). Ces minéraux interstratifiés sont bien individualisés et relativement solides, puisqu'ils peuvent prendre part largement aux cycles d'érosion postérieurs (Sihanoukville, Maroantsetra), comme les kaolinites et les montmorillonites.

Les phénomènes de migration et de dépôt du fer sont sous la dépendance essentielle des facteurs d'oxydo-réduction, puisque le fer voyage toujours en solution à l'état ferreux, mais peut être immobilisé sur place par passage à l'état ferrique.

Dans la zone de battement des nappes phréatiques, et principalement sous climat tropical pendant la saison sèche, le fer en solution dans les eaux souterraines se dépose sous forme d'hydroxydes amorphes (stilpnosidérite) ou de complexes silico-ferriques (hisingérite). L'étude expérimentale des produits analogues en laboratoire a montré (WEISER, 1935; GHEITH, 1952 ; SHURYGUINA, 1958) que ces gels évoluaient toujours en direction de la goéthite. C'est effectivement ce minéral qui constitue la majeure part des accumulations ferrugineuses dans les sols tropicaux, en particulier les carapaces de types guinéen, dont le mécanisme de formation le long des vallées a été décrit par MAIGNIEN (1958). Lorsque la dessiccation des carapaces ou croûtes ferrugineuses est très poussée

au cours de la saison sèche, la goethite peut être partiellement remplacée par de l'hématite. Ce dernier minéral est donc plus fréquent sous climat tropical que sous climat équatorial dans les zones superficielles.

(47).2.3. - Bilan géochimique de l'altération.

Le bilan géochimique général de l'altération ferrallitique en zone tropicale peut être dressé en résumant les conclusions auxquelles arrivent à la suite de nombreuses observations les chercheurs de l'O.R.S.T.O.M. ; LENEUF (1959) et DELVIGNE (1965) ont notamment décrit les modalités de l'altération chimique en Côte d'Ivoire forestière et leurs conclusions se rejoignent bien que LENEUF soit parti de profils établis sur roches acides et DELVIGNE de profils établis sur roches basiques.

La formation des minéraux secondaires est sous la dépendance de la qualité des eaux de drainage et par conséquent de la position topographique du profil d'altération décrit dans le paysage. Un exposé synthétique suppose la considération d'une chaîne de sols le long d'une pente (catena).

1) - Dans la partie supérieure de la catena, l'altération de la roche fraîche se fait sur une épaisseur très réduite. Sur quelques millimètres, la roche fraîche est entièrement transformée en minéraux secondaires. Ce niveau est marqué par le départ d'au moins 90% de la silice originelle des silicates, de la totalité des cations alcalins et alcalino-terreux, de l'alumine provenant de l'altération des minéraux ferro-magnésiens. Par contre, l'alumine provenant des feldspaths et la totalité du fer restent sur place (DELVIGNE, 1965). La silice libérée des réseaux cristallins s'échapperait sous forme colloïdale, non dépolymérisée. La gibbsite se forme et le fer constitue des amas d'hydroxydes amorphes, mais qui évoluent plus tard vers la goethite ou même l'hématite. Dans les parties superficielles des profils, on ne trouve donc que gibbsite et goethite, à l'exclusion de la kaolinite. La structure de la roche est conservée, même dans le détail.

2) - Dans la partie moyenne de la catena, l'altération des minéraux se fait sur une plus grande épaisseur. Le départ de la silice est plus lent et les édifices feldspathiques se détruisent plus progressivement. On voit apparaître un stade intermédiaire entre feldspath et gibbsite, sous la forme d'un gel amorphe alumino-siliceux, assez instable, qui se transforme lui-même en gibbsite par élimination totale de la silice.

Les niveaux moyens et supérieurs de ces profils de mi-pente sont enrichis par apport de silice, celle-ci provenant par migration latérale des horizons supérieurs de la catena ; au cours du transport, la silice colloïdale s'est dépolymérisée au moins partiellement. La silice se combine avec la gibbsite antérieurement formée et la kaolinite apparaît. La structure de la roche est progressivement masquée par les néoformations dans ce profil.

3) - Dans la partie basse de la catena, le front de silicification rejoint le front d'altération. Les gels prennent une grande extension, mais leur évolution en gibbsite ne se fait plus ; c'est la kaolinite qui apparaît directement. L'élimination de la silice originelle de la roche-mère est beaucoup plus lente que précédemment et n'atteint jamais que 50 % de la quantité initialement engagée dans les réseaux des silicates. L'élimination des bases est totale, quoique plus lente que dans les niveaux supérieurs de la catena.

Dans les horizons superficiels de tous les profils, une partie de l'alumine et du fer est dissoute et entraînée dans la nappe phréatique ; le fer s'accumule de façon absolue dans les parties basses du paysage (D'HOORE, 1954) ; l'alumine cristallise secondairement en gibbsite ou en kaolinite suivant l'abondance du milieu en silice monomère.

Gibbsite et goéthite constituent des minéraux secondaires principaux des niveaux d'accumulation relative ; ils ne sont qu'accessoires dans les niveaux d'accumulation absolue. La kaolinite constitue toujours un minéral caractéristique de l'accumulation absolue de la silice ; elle peut être ou non accompagné d'accumulation absolue d'alumine .

La question de la désilicification secondaire de la kaolinite en gibbsite paraît encore extrêmement controversée. LENEUF (1959) puis DELVIGNE (1965) soulignent que dans les conditions de leur étude, ils n'ont jamais observé la formation de gibbsite qu'à partir de gels provenant de minéraux primaires ; l'hydrolyse superficielle et la dégradation de la kaolinite leur paraissent impossibles. La transformation expérimentale de la kaolinite en gibbsite a été par ailleurs signalée par VINOGRADOV (1942) comme conséquence de l'activité de diatomées mises en présence de kaolinite FERGUSON (1954), puis SEGALIN (1957) signalent l'hydrolyse de la kaolinite avec formation de gibbsite, ce dernier auteur sur des sols formés à partir de roches basiques à Madagascar. VAN DER MERWE (1957) fait la même observation en Afrique du Sud ; ALLEN (1946, 1948, 1951) utilise largement l'hypothèse de la transformation de la kaolinite en gibbsite dans ses études sur les bauxites américaines. SWINDALE et JACKSON (1956) signalent la destruction de la kaolinite dans des podzols de Nouvelle Zélande.

DELVIGNE (1965) fait remarquer à juste titre que la plupart des cas signalés s'appuient sur la reconnaissance de la gibbsite par des méthodes indirectes telle que l'analyse thermique différentielle, et que la présence dans les horizons supérieurs du sol de petites quantités de gibbsite ne signifie pas nécessairement qu'elle provient de la désilicification de la kaolinite : chaque fois que cet auteur rencontre la gibbsite dans les horizons supérieurs des sols, ce minéral est allochtone et est importé comme constituant de concrétions ou de pseudo-sables.

La stabilité absolue de la kaolinite dans les sols, après sa formation, ne peut cependant pas être admise sans réserves sérieuses. Dès 1954, d'HOORE a suivi au microscope électronique la destruction des formes cristallines de la kaolinite avec formation simultanée de gibbsite. OBERLIN et al. (in C.N.R.S., 1961) font des observations analogues. Etudiant la cristallinité des kaolinites aux rayons X, j'ai moi-même montré (1965 c) que si la permanence du minéral au

cours du cycle d'altération superficielle constitue une réalité statistique, les individus cristallins sont en fait soumis à des modifications allant dans le sens d'un désordre de plus en plus prononcé à mesure que l'on s'adresse à des zones plus superficielles. Inversement, les kaolinites se régularisent au cours de la diagenèse tandis que l'hydrargillite disparaît. GRANT (1966) fait des observations analogues à l'aide de méthodes chimiques et minéralogiques sur des sols de Géorgie.

Il me semble finalement que l'on peut concilier les points de vue précédents en disant que si la kaolinite représente un minéral secondaire parfaitement stable après sa formation tant qu'il reste au sein des profils dans lesquels il a pris naissance, une hydrolyse partielle et lente peut se produire ultérieurement sous des influences étrangères à la pédogenèse proprement dite, telles que la percolation des eaux acides dans les zones superficielles (colluviales) du sol, ou l'intensification de l'érosion mécanique liée à un déséquilibre climatique. Le désordre du minéral augmente, les formes cristallines se dégradent. Cette altération s'accompagne in vitro d'une désilicification et de la formation d'hydrates d'alumine libre en faibles proportions ; il n'a pas été possible jusqu'ici de prouver que la seconde partie de ce processus est réellement réalisée en nature, puisque la part n'a pu être faite entre gibbsite de synthèse et gibbsite détritique, mais la généralité des résultats concernant les kaolinites permet de considérer l'hypothèse de l'hydrolyse de ces minéraux comme fortement probable, dans certaines circonstances.

Dans certaines des parties les plus basses des profils d'altération, le lessivage est moins total que précédemment même en zone ferrallitique ; certains cations alcalins et alcalino-terreux ne sont pas totalement exportés et peuvent entrer en combinaison avec les éléments résiduels ; silice et alumine. Il s'ensuit la création de conditions physico-chimiques localement voisines de celles qui règnent en pays tempéré, où les néogenèses habituelles dans les sols se font sur le modèle du réseau de la séricite. Les horizons à illite-vermiculite et à montmorillonite signalés à la base de nombreux profils (MILLOT, in C.N.R.S. (1961, LELONG, 1964) correspondent à ces formations dans des zones de drainage imparfait. Il est remarquable de constater que ces horizons peuvent être plus facilement repérés dans les zones à climat plus équatorial (Cameroun, côte Est de Madagascar, Cambodge, Guyane) que dans les régions soumises à une alternance plus franche des saisons.

(47).2.4. - Erosion mécanique.

Si l'altération pédologique est le processus le plus développée en zone intertropicale sous couvert forestier continu et lorsque le relief n'est pas trop important, l'érosion mécanique apparaît avec violence dès qu'un facteur de déséquilibre se manifeste.

A l'échelle des phénomènes actuels, c'est l'action de l'homme qui constitue le plus important de ces facteurs de déséquilibre. J'ai eu l'occasion

de souligner la très faible importance de l'érosion mécanique dans les régions désertes ou à habitat très dispersé, comme les forêts d'Afrique centrale, la forêt de la côte Est de Madagascar, les forêts cambodgiennes et guyanaise. Très rares sont dans ces pays les coupes géologiques permettant une observation satisfaisante du manteau d'altération superficielle ; malgré la pluviométrie toujours très abondante, parfois excessive, une grande partie de l'eau atmosphérique est recyclée sur place en raison de l'intensité des phénomènes d'évapo-transpiration. Même en saison sèche, brouillard et brume sont très fréquents. Le sol, toujours recouvert d'un tapis végétal et de débris organiques en voie de décomposition, ne reçoit que des gouttes d'eau dont la force vive a été brisée plusieurs fois par des impacts avec les feuilles des arbres, étagées en multiples strates sur 20 à 30 mètres de hauteur. Cet apport d'eau régularisé est absorbé pour la plus grande part par les horizons poreux superficiels du sol (décrit ici sous le nom de sol forestier, et correspondant au A₁ des pédologies). Finalement, la part qui revient au ruissellement est presque négligeable dans les conditions moyennes. Il n'y a pas d'eaux sauvages et le réseau hydrographique, pourtant extrêmement dense, est alimenté principalement à partir des griffons des nappes superficielles.

Dès que le couvert végétal se trouve localement défriché, le sol est livré à l'impact direct de la pluie : les horizons supérieurs (A₀ à dominante organique, A₁ lessivé et pulvérulent) sont très rapidement bouleversés et entraînés. Les eaux sauvages creusent sur les pentes des rigoles qui s'approfondissent d'autant plus rapidement qu'elles drainent une surface de sol dénudé plus étendue. J'ai signalé à Sihanoukville que la vitesse de creusement des ravins le long d'un tracé routier défriché au coeur de la forêt pouvait atteindre un mètre par an. L'érosion atteint rapidement les zones inférieures argileuses du complexe d'altération ; le débit de chaque ravin s'augmente alors des apports d'eau percolant à travers les zones superficielles plus largement perméables que les zones inférieures du sol. Le phénomène une fois amorcé est pratiquement irréversible, l'intensité du ruissellement ne permettant pas une reconquête spontanée des ravins par la végétation.

Dans les aires défrichées à pente faible ou nulle, les conséquences du déboisement sont moins catastrophiques ; la réduction de la part du bilan hydrique revenant à l'évapo-transpiration amène cependant la constitution de zones marécageuses, pratiquement endoreïques, dans lesquelles s'enlisent les établissements humains. La bonification de ces espaces impose de minutieux travaux de drainage et la solution appliquée un peu partout est la création de "casiers" consacrés à la culture du riz de montagne (plateaux cambodgiens, forêt de l'Est malgache entre Maroantsetra et Antalaha).

Lorsque le déboisement est pratiqué à très grande échelle, comme dans tout le Nord-Ouest malgache où la surface occupée par les forêts est maintenant réduite au dixième environ de ce qu'elle était il y a un siècle, les phénomènes prennent une ampleur catastrophique à l'échelle du continent lui-même. Les hauts plateaux dénudés du socle cristallin (Tampoketsa) sont recouverts d'un complexe

latéritique extrêmement épais : LACROIX (1923) signale 130 m. d'épaisseur près d'Antsirabé ; plus généralement, il semble que les formations d'altération atteignent une épaisseur moyenne de l'ordre de 30 à 35 mètres (BIROT, 1963 ; HERVIEU, 1966). Le défrichement extensif de la forêt et la pratique des feux de brousse laisse sans défense d'immenses surfaces argileuses ; au flanc des collines s'amorcent des glissements et le manteau superficiel s'effondre progressivement en barrant le thalweg et en provoquant une retenue. Les matériaux effondrés sont progressivement déblayés par les rivières mais la cicatrice de l'effondrement reste visible dans le paysage (lavaka). Le volume de sol érodé chaque année à Madagascar par le fonctionnement des lavakas contribue pour une large part à la sédimentation alluviale et littorale.

En Guinée, la présence de cuirasses ferrugineuses très indurées impose certaines modalités spéciales à l'érosion. Comme l'ont montré AUBREVILLE (1949), AUBERT (1954 et 1959), MAIGNIEN (1954, 1958), la cuirasse qui couronne les plateaux Bove est une formation fossile, constituée sous un climat semi-aride de type soudanien. La cuirasse n'est pratiquement pas représentée en Guinée forestière, au-dessous du 8^{ème} parallèle ; elle correspond à une végétation de savane dans les régions où elle se consitue actuellement, au Nord de la Guinée et au Mali par exemple.

L'érosion actuelle se traduit par une dénudation des horizons superficiels en saison des pluies, la carapace ferrugineuse finissant par affleurer partout et protégeant désormais le sol du ruissellement. La végétation ne peut s'établir qu'en touffes rares sur les diaclases de la carapace dénudée et le pays se trouve pratiquement transformé en désert, aucune culture n'étant plus possible dans ces conditions sur les plateaux. L'érosion ne peut entamer la cuirasse que sur les bords des plateaux, où les horizons inférieurs du sol finissent par être sapés ; mais l'intensité totale du phénomène érosif à l'échelle régionale se trouve fortement réduite en saison humide.

(47). 3. - TRANSPORT ET SEDIMENTATION EN ZONE INTERTROPICALE.

Dans ce paragraphe, j'exposerai les problèmes liés au transport des sables, puis des éléments fins sous les climats tropicaux ; je terminerai par quelques indications sur les matériaux transportés sous forme soluble.

(47).3.1. - Transport des sables.

Les éléments grossiers arrachés au complexe d'altération ou éventuellement aux roches enplace par l'érosion mécanique sont transportés par les cours d'eau dans des conditions qui n'ont rien de particulier dans des zones intertropicales, si ce n'est que la compétence du milieu transporteur est sujette à de grandes variations au cours de l'année, en fonction du régime pluviométrique. Le phénomène de transport par roulement sur le fond des cours d'eau dépend uniquement des conditions hydrodynamiques locales et ce n'est pas le lieu d'en discuter ici.

Une conséquence de la faiblesse de l'érosion mécanique en région de forêt à couvert continu est que les cours d'eau véhiculent souvent, en dehors des zones montagneuses, des volumes de sédiments sableux qui sont faibles par rapport à leur débit liquide en saison des pluies, et par conséquent à leur capacité de transport. Il s'ensuit une tendance générale à l'érosion du lit mineur lui-même et à la reprise à chaque crue des matériaux déposés. On constate cependant que les rivières ne réalisent pratiquement jamais leur profil d'équilibre lorsqu'elles traversent des bancs de roches en place (les innombrables sauts qui jalonnent les rivières guyanaises constituent un bon exemple de cette anomalie). Pour H. BAULIG (1950), cette irrégularité permanente, qui se traduit par la persistance de chutes et de rapides séparés par des biefs, serait due au mode d'action des eaux courantes, qui n'érodent que très peu les seuils résistants, car les rivières charrient peu de matériaux abrasifs tels que galets ou sables, mais seulement des éléments fins incapables de produire une usure mécanique, et des produits en solution. Cette vue très générale du problème paraît nécessiter quelques corrections: j'ai montré en effet, tout au long des descriptions ayant trait aux zones forestières, que l'apport sableux des rivières constituait un stock très mobile, déposé par excès de charge et fort susceptible de remises en mouvement en période de crue. Dans les mêmes régions au contraire, ce sont les éléments fins qui sont en général transportés en faibles quantités (l'apport annuel du fleuve Wouri est seulement de 1 million de tonnes) par suite de la prédominance des actions chimiques sur l'érosion mécanique. Les seuils rocheux des rivières ~~rocheux des rivières~~ sont en général constitués par des éléments très résistants (dolérites, amphibolites) et leur position même dans le lit de la rivière empêche l'action de l'altération chimique comme dans la forêt voisine. Des phénomènes tectoniques récents, générateurs de mouvements épirogéniques localisés et de captures, peuvent de plus expliquer la persistance de certains de ces seuils sans faire intervenir de modalités d'érosion particulières: la construction générale du bassin versant du Wouri, au Cameroun, comme l'histoire des terrasses quaternaires de l'Île de Cayenne en Guyane, illustrent cette remarque.

(47).3.2. - Conditions de dépôt et de reprise des formations sableuses.

Les sables et galets se déposent dès que diminue suffisamment la compétence du milieu transporteur. L'alluvionnement sableux sera donc particulièrement développé dans les plaines d'inondation temporaires et dans les zones estuariennes soumises à l'alternance des courants de marée. HERVIEU (1966) a étudié les modalités de l'alluvionnement sur tout le versant Ouest et Nord - Ouest de Madagascar. La répartition granulométrique lui permet de préciser les types de dépôt et l'usage de la méthode des indices est particulièrement significatif. Les sédiments des levées, correspondant aux hautes crues normales, sont très analogues entre eux tout au long du profil longitudinal des rivières; ce sont des dépôts par excès de charge. Par contre, les alluvions des plaines d'inondation, déposées par les crues exceptionnelles et dans des eaux calmes que ne parcourent plus les courants, sont des dépôts de décantation, parfois très évolués. J'ai indiqué à propos de la Betsiboka (7ème partie) que l'épaisseur de ces dépôts d'inondation pouvait atteindre plusieurs décimètres pour une seule crue; il s'agit en général de sédiments mixtes assez fins.

Les apports sableux, même importants, parviennent assez rarement jusqu'au domaine littoral et sont stoppés dans les zones estuariennes ou deltaïques. J'ai montré (1957) que le delta de la Betsiboka et la fosse de Katsépe jouaient pour les alluvions de la rivière le rôle de fosse de décantation et que les sables de plage voisins étaient très différents des sables fluviatiles. HERVIEU (1966) pense que ces sables sont formés de débris des falaises pliocènes voisines et signale que des phénomènes analogues marquent toutes les embouchures du Nord-Ouest malgache.

Dans l'estuaire du Wouri, on constate de même que les sables fluviatiles ne dépassent pas une limite définie vers l'aval et s'accumulent en bancs en amont de la zone que BERTHOIS (1958) qualifie de zone d'équilibre fluvio-océanique. La même remarque peut être faite dans tous les fleuves guyanais (LAFOND, 1954; BERTHOIS et HOORELBECK, 1964 et 1966).

La reprise des sédiments sableux déposés est constante dans l'ensemble du domaine fluviatile. Lors de chaque crue, les alluvions fines déposées dans le lit mineur aux périodes d'étiage sont déblayées et seuls les éléments les plus grossiers peuvent rester en place. Ces phénomènes de lévigation des sédiments amènent une évolution granulométrique spéciale se traduisant par l'apparition dans la phase grossière laissée sur place de faciès paraboliques très peu évolués, dont les indices peuvent même être supérieurs à ceux du faciès linéaire. Ces sédiments de lévigation décrits pour la première fois sur une petite rivière française du Morbihan (1953 a) peuvent être retrouvés dans toutes les rivières et j'en ai rencontré de nombreux exemples dans toutes les zones étudiées ici; à la fin de la période de hautes eaux, ces sables et graviers sont recouverts par de nouveaux dépôts liés à un excès de charge. Je préciserai ultérieurement l'aspect des phénomènes dans les milieux littoral et estuarien.

(47).3.3. - Transport et dépôt des éléments pélitiques.

Les particules fines arrachées aux sols continentaux sont mises en suspension par les eaux de ruissellement et s'y maintiennent en fonction de la turbulence.

On admet couramment que le volume des particules transportées par les rivières est beaucoup plus important que celui des sédiments sableux charriés sur le fond, surtout dans les plaines basses et au voisinage de la mer: ROUKHINE (1955) pense que les transports sur le fond ne dépassent pas 10 % des apports en suspension dans des conditions moyennes. En zone montagneuse, les apports grossiers pourraient représenter jusqu'à 40 % du débit solide de la rivière.

J'ai pu constater cependant que dans les zones forestières non habitées (Guyane, Cambodge, Cameroun, Gabon, côte Est de Madagascar) il était très rare que même en saison des pluies la turbidité des rivières soit seulement mesurable; j'ai eu l'occasion de faire remarquer ce phénomène au cours des études qui précèdent. Il est certain que dans ces conditions, la loi de ROUKHINE ne saurait être appliquée, les débits solides sableux sur le fond restant importants et éventuellement mesurables, malgré la difficulté technique reconnue de l'entreprise.

Dès qu'une reprise de l'érosion se manifeste, les débits solides augmentent ; je l'ai montré au voisinage des chantiers de Sihanoukville au Cambodge, mais le fait est vérifiable partout. A. CAILLEUX (renseignement oral), voyageant dans la partie Ouest de la Guyane intérieure riche en exploitations minières, constate l'existence de débits solides importants alors que les rivières sont claires dans l'Est du pays, pratiquement désert.

La mise en suspension des particules fines dans les rivières est souvent facilitée sous couvert forestier par les conditions acides qui règnent et par la présence d'acides humiques ; j'ai noté très fréquemment dans des ornières ou de petites mares l'existence de suspensions déflocculées naturellement et très stables (Cameroun, Gabon, Cambodge, Guyane). Les kaolinites naturellement déflocculées de ces accumulations sont très proches des argiles H^+ obtenues par centrifugation au laboratoire, mais sont plus stables que ces dernières, grâce aux matières humiques (RIVIERE et VERNHET, 1951). Le transport des suspensions déflocculées ne pose aucun problème même lorsque les courants sont très ralentis dans les biefs calmes ; elles parviennent donc jusqu'au domaine maritime ou estuarien, ou tout au moins jusqu'aux lagunes saumâtres qui bordent fréquemment le littoral à la limite des terres basses.

La turbidité des rivières est extrêmement variable suivant l'importance et l'état de dégradation de la couverture végétale du bassin versant. LOPATINE (in ROUKHINE, 1955) indique une turbidité moyenne de 0,291 g/l pour l'ensemble des rivières africaines. Cette valeur est évidemment trop forte pour l'ensemble des zones que j'ai étudiées et seule la Betsiboka paraît approcher de ces valeurs au moins en période de crue. ALDEGHERI et ROCHE (1964) signalent des valeurs supérieures en moyenne à 1 g/l au cours des crues de 1961 ; le maximum enregistré est de 11,4 g/l. Mais les conditions de l'érosion dans le Nord-Ouest malgache ne sont pas comparables à celles qui règnent sur l'ensemble des zones intertropicales. J'ai rencontré également de fortes turbidités dans les zones localisées au voisinage des chantiers de Sihanoukville et près des installations de lavage de la Compagnie minière de Conakry, dans la presqu'île du Kaloum (Guinée).

Par contre, la turbidité dans le bas-Amazone ne dépassait pas en 1954 0,01 g/l près de Macapa. La rivière Tuk-Sap au Cambodge montrait une turbidité analogue en saison des pluies en 1957 ; au Cameroun occidental, dans une zone très montagneuse, la turbidité de l'Ombe variait de 0,06 (saison "sèche" 1963) à 0,12 g/l (saison des pluies 1962) ; toutefois, le Mungo charriait 0,24 g/l en suspension. Le Wouri ne charrie qu'une faible quantité de matériaux en suspension en amont de la zone estuarienne (0,03 g à Yabassi en 1962).

Mais les mesures de turbidité ne deviennent réellement représentatives de l'alluvionnement que si elles sont transformées en mesures de débit solide annuel pour un bassin versant ; ce calcul exige la connaissance des débits liquides pendant au moins une année et ce travail hydrologique n'a été jusqu'ici entrepris qu'assez exceptionnellement en zone tropicale. Les stations ORSTOM du Mangoky et de la Betsiboka à Madagascar ont fourni cependant des données précises ;

les calculs faits sur l'estuaire du Wouri au Cameroun m'ont permis par ailleurs de définir le débit solide du fleuve, par comparaison entre les volumes oscillant en flot et en jusant.

Voici les résultats de ces calculs :

Fleuve	Débit solide (1)	Alluvionnement (2)	Référence
Wouri	947 000	$6,15 \cdot 10^6$	MARTIN et LAFOND (1963 b)
Betsiboka (Ato Boeni)	300 000 000	$1,95 \cdot 10^9$	BEAUCHESNE et LAFOND (1956)
Betsiboka (Ambodiroka)	50 700 000	$3,06 \cdot 10^8$	ALDEGHERI et ROCHE (1964)
Mangoky à	5 500 000 19 200 000	$7,80 \cdot 10^7$ (3)	BRESSON, (1956)

(1) - Débit solide annuel en tonnes.

(2) - Alluvionnement calculé sous forme du volume d'une vase non consolidée de densité 1,15, en mètres cubes.

(3) - Valeur moyenne. Les deux valeurs données pour le débit solide sont les extrêmes pour la période 1952-55.

La divergence des résultats obtenus sur la Betsiboka par la mission du L.C.H.F. (1955-56) et les chercheurs de l'ORSTOM (mesures effectuées surtout en 1961) saute aux yeux, puisque les estimations de débit solide varient de 1 à 6 dans l'un et l'autre cas. Mais les mesures de 1955 ont été faites immédiatement en amont de la zone estuarienne, au confluent de la Betsiboka et du Kamoro (grossi de la haute Mahajamba après capture de celle-ci dans les marais de Tsaratanana), alors que la station d'étude de débit de l'ORSTOM est installée en amont de ce confluent, à Ambodiroka sur la Betsiboka et à Antsatrana sur l'Ikopa. De plus, la période étudiée par le LCHF a correspondu à une crue tout à fait exceptionnelle sensible à la fois sur la Betsiboka et le Kamoro. Il est donc finalement probable que le chiffre correspondant à l'alluvionnement réel moyen en baie de Bombetoka est intermédiaire entre les deux valeurs indiquées dans le tableau précédent. Les mesures de la vitesse d'engraissement annuelle des fonds en baie de Bombetoka effectuées par comparaison de levés hydrographiques successifs (BEAUCHESNE et LAFOND, 1956) prouvent en tout cas que les apports fluviaux sont massifs et continus (voir la 7ème partie).

Quoiqu'il en soit, la comparaison entre les faibles débits solides du Wouri, en zone forestière non dénudée, et l'énorme alluvionnement de la Betsiboka qui draine un bassin versant particulièrement sensible à l'érosion, montre que les modalités du transport en suspension peuvent être fort variées. L'exemple du Wouri paraît plus représentatif des phénomènes généraux en zone tropicale que le cas de la Betsiboka.

L'estimation du débit solide par bassin versant a conduit plusieurs auteurs à calculer l'érosion moyenne liée à l'exportation annuelle des éléments en suspension, ceux-ci étant supposés enlevés à la surface du sol sous la forme d'une mince couche de terre meuble de densité moyenne apparente égale à 1,50.

Voici quelques chiffres indiquant ce taux d'ablation en diverses régions intertropicales :

Bassin versant	Taux d'ablation	Référence (1)
Wouri (Cameroun)	53 mm/millénaire	MARTIN et LAFOND, (1963 b)
Tributaire du Tonlé Sap (Cambodge)	17,3 "	CARBONNEL, (1964)
Amazone (Brésil)	50 "	CORBEL, (1957)
Mangoky (Madagascar)	46 "	HERVIEU, (1966)
Betsiboka (idem)	1070 "	ALDEGHERI et ROCHE, (1964)
Ensemble de l'Afrique	48 "	ROUKHINE, (1955)

(1) - Les références concernent les travaux où l'on trouve les éléments de calcul, sauf en ce qui concerne ROUKHINE, CORBEL et HERVIEU, qui fournissent directement le taux d'ablation.

Le chiffre correspondant au bassin de la Betsiboka est sans commune mesure avec les autres, mais il tout à fait exceptionnel, puisque à partir des chiffres des mêmes auteurs concernant l'Ikopa, affluent plus sage de la Betsiboka, on peut calculer un taux d'ablation qui atteint "seulement" 240 mm/millénaire.

Le bassin du Mangoky, au Sud de Morondava et à peu près au niveau du 22^{ème} parallèle Sud, indique d'ailleurs un taux d'ablation voisin de la moyenne africaine. Au Cambodge, par contre, l'érosion est particulièrement peu active dans les bassins étudiés, qui correspondent à des zones de relief médiocre.

On notera que le chiffre admis par CORBEL pour le bassin de l'Amazone rejoint la moyenne de ROUKHINE pour l'ensemble de l'Afrique.

On remarque également la dissymétrie entre la valeur moyenne des turbidités retenue par LOPATINE (0,29 g/l) et les indications générales fournies sur la turbidité en zone forestière au début de ce paragraphe, d'une part- et la concordance des valeurs retenues pour les taux d'ablation du Wouri et de l'ensemble de l'Afrique d'autre part. Cette dissymétrie implique que l'efficacité finale moyenne de l'érosion dans le domaine des particules en suspension est la même quel que soit le type de régime hydrologique des rivières, c'est à dire qu'il s'agisse de fleuves équatoriaux à débit relativement constant mais à faible charge, ou de cours d'eau irréguliers dans lesquels les transports solides sont concentrés pendant une part seulement de l'année. Cette donnée géné-

rale purement statistique expliquera d'ailleurs la grande similitude des phénomènes de sédimentation littorale que j'ai pu décrire en zone équatoriale et en zone tropicale. Il ne faut certainement pas pousser l'analogie dans les détails, mais l'identité de la sédimentation prouve par elle-même que l'équivalence indiquée existe.

(47).3.4. - Transport des matériaux en solution dans les eaux.

En milieu continental intertropical, le transport des éléments solubles possède certains caractères particuliers, contrairement à ce que l'on peut signaler pour les phases granulométriques plus grossières.

Sous couvert forestier, l'abondance des précipitations amène à la surface du sol des eaux très peu chargées en matières dissoutes, dont la résistivité électrique peut atteindre des valeurs étonnantes; j'ai mesuré des résistivités supérieures à 200 000 ohms par cm dans des zones désertes de la forêt guyanaise ou cambodgienne, mais les mesures moyennes donnent une résistivité de 30 000 à 50 000 ohm/cm, même près des villes comme DQuala. La percolation des eaux météoriques dans les sols forestiers n'amène guère de changement puisqu'après ruissellement sur le sol ou traversée de la nappe phréatique, la résistivité moyenne des eaux de rivière atteint encore (en forêt non habitée) 15 à 20 000 ohm/cm. En Guyane et en saison des pluies, la haute Comté et la crique Grand Galibi charrient des eaux dont la résistivité avoisine 100 000 ohm/cm, aussi pures que bien des eaux distillées des laboratoires.

Les chiffres précédents pourraient faire penser que les actions de dissolution dues à l'eau en zone forestière sont peu importantes, mais il serait plus exact de dire que si les solutions exportées par les sols forestiers sont extrêmement diluées, leur volume total constitue cependant un facteur d'érosion non négligeable. La différence des résultats enregistrés en zone habitée et en zone déserte laisse d'ailleurs à penser que toute perturbation de l'équilibre naturel amène immédiatement une sensible augmentation de l'agressivité des eaux.

L'acidité des eaux pluviales, chargées de gaz carbonique atmosphérique, se traduit par un pH le plus souvent voisin de 5 ; les eaux qui séjournent sur le sol forestier où même qui ruissellent s'acidifient très rapidement et leur pH tombe à 4 ou même à 3,50 . J'ai montré à propos des vases du Wourï l'abondance extrême des acides fulviques libres dans les solutions aqueuses provenant des sols forestiers; les acides humiques constituent aussi une phase importante, contrairement aux acides liés aux cations. La comparaison des valeurs moyennes des pH, des résistivités et des teneurs en acides fulviques et humiques libres permet de conclure que les eaux continentales véhiculent essentiellement des matières organiques en zone purement forestière.

Les phénomènes changent un peu dans les zones cultivées ou partiellement dénudées, et les apports minéraux s'ajoutent aux apports organiques.

CARBONNEL (1965) a étudié la teneur en silice et en fer des eaux des rivières affluentes du Tonlé Sap, au Cambodge, et a montré que leurs teneurs varient en sens inverse de l'écoulement et présentent un maximum en étiage. La teneur en fer (Fe^{++}) varie de 1 à 3 ppm ; la teneur en silice monomère varie de 18 à 40 ppm environ, ce qui est encore bien loin des conditions de saturation. La silice polymère n'a pas été dosée, mais est certainement présente.

L'étude des bilans sédimentaires dans la même région amène l'auteur à considérer que pour l'ensemble des bassins affluents du grand Lac, l'érosion moyenne du fer est de 0,35 tonne par km^2 et par an. (CARBONNEL, 1964).

FOURNIER (1958) fournit des chiffres analogues pour l'érosion du sol sous des climats équivalents en Afrique.

CORBONEL (1957) chiffre l'ensemble de l'érosion chimique dans le bassin de l'Amazonie à 5 mm par millénaire, en se basant sur les pertes en silice mesurées dans les rivières. HERVIEU (1966), utilisant le même raisonnement pour le bassin du Mangoky à Madagascar, indique une ablation de 3,7 mm/millénaire pour les roches saines ou de 7,9 mm/millénaire pour le complexe d'altération. Ces chiffres sont établis sans tenir compte des différences de comportement qui existent entre la silice libre (quartz) et les silicates, du point de vue de la solubilité. Dans les deux derniers cas cités, l'érosion chimique est estimée par les auteurs à 1/10 ème environ de l'érosion mécanique. CARBONNEL (1964, 1965) calcule pour sa part que la seule érosion liée au cation fer correspond à 1,25 % du total de l'érosion dans le bassin du Tonlé Sap, mais ne chiffre pas l'érosion des silicates, ce qui lui fournit un très fort pourcentage pour l'érosion mécanique (matériaux en suspension), mais le bassin étudié est couvert de savanes et de forêts dégradées, non de forêts primaires comme dans les régions évoquées en début de paragraphe. Comme je ne dispose pas d'analyses personnelles sur les teneurs en silice ou en fer des eaux fluviales dans les régions que j'ai étudiées, je ne puis que signaler les travaux précédents, en soulignant les différences de comportement évidentes qui séparent les eaux des bassins fluviaux forestiers de zone équatoriale perhumide et les eaux des bassins des régions soumises à une alternance véritable de saison.

CORBEL (1957) et à sa suite HERVIEU (1966) estiment finalement que le transport en solution et l'érosion chimique sont dix fois moins importants au moins en zone tropicale qu'en zone équatoriale.

(47).4. - DISCUSSION DES LIMITES DE LA ZONE INTERTROPICALE HUMIDE.

Si la définition cosmique de la zone intertropicale ne pose aucun problème, et si la définition climatologique est relativement facile, comme je l'ai exposé au premier paragraphe de ce chapitre, en utilisant les simples données moyennes de la température et de la pluviométrie, on peut cependant se demander si les réalités géodynamiques vont permettre de conserver les mêmes limites.

J'examinerai successivement le cas des limites externes de la zone, puis la différenciation entre zone équatoriale et zones tropicales proprement dites.

(47).4.1.- Les limites externes de l'étude entreprise.

De l'ensemble des descriptions géographiques, pédologiques, géochimiques, sédimentologiques ressort l'idée générale que les phénomènes intéressant en particulier la zone tropicale sont liés à un climat spécial, dont la température élevée et la pluviométrie abondante constituent les éléments cardinaux.

Mais si l'on examine en chaque point de la zone intertropicale l'action des facteurs climatiques précédents, des différences sensibles apparaissent. Alors que sous couvert forestier, le sol reste perpétuellement humide, même au sein de la saison sèche et que les phénomènes de lessivage peuvent se poursuivre sans interruption (ou tout au moins sans interruption longue), dès que la durée de la saison sèche dépasse une certaine limite le processus de lessivage ne dépasse plus la phase embryonnaire. Comme dans la zone tempérée, les altérations sont donc plus modérées que dans les régions perhumides, malgré la température toujours forte. Les précipitations, limitées dans le temps, s'accumulent dans les bas fonds, créant les conditions de "confinement" évoquées longuement par G. MILLOT (1963) et génératrices de minéraux argileux particuliers, dont le type est la montmorillonite. En même temps, l'évaporation des nappes phréatiques en saison sèche immobilise les éléments solubles dans la zone de battement, créant des accumulations purement continentales telles que les silicifications (Kalahari, Sahara) et les cuirasses ferrugineuses (Guinée du Nord et Mali). Ces formations de concrétionnement existent aussi dans la zone intertropicale forestière, mais elles sont alors embryonnaires (cuirasses du Gabon) ou témoignent d'une variation des climats au cours des périodes géologiques récentes: ainsi les cuirasses de la basse Guinée se seraient-elles formées au Quaternaire ancien (AUBREVILLE, 1949) et les cuirasses du Cameroun correspondent-elles toutes à des niveaux allant du Crétacé au Quaternaire (GEZE, 1942).

Sur les côtes, la distinction précédente se prolonge: la sédimentation mécanique est alimentée principalement par des éléments fins, quand il en existe de disponibles, sous couvert forestier; dans les régions à alternance de saisons très marquée, la sédimentation est apportée brusquement et comporte à la fois éléments grossiers et éléments fins. Par suite du régime irrégulier des cours d'eau, les éléments grossiers forment de vastes nappes d'épandage (Sénégal, Niger) qui sont sans équivalent aux latitudes moins élevées. Estrans et petits fonds sont sableux et non vaseux, alors que les éléments fins dominent plus près de l'équateur, alimentant les immenses superficies des mangroves.

La végétation enfin est bien différente : le climat en zone perhumide est la grande forêt "ombrophile", c'est au contraire une forêt xérophile dans les zones plus sèches, encore qu'elle soit souvent dégradée en savane dès la latitude de 10° en Afrique. Plus au Nord ou plus au Sud encore, la savane herbacée est la formation climacique lorsque la pluviosité totale descend au-dessous de 1 mètre par an.

Il y a donc passage progressif des zones perhumides aux zones arides, mais les phénomènes sont déjà suffisamment modifiés dans les contrées à climat de type "soudanien" qu'il paraît bien difficile de les réunir dans une description commune avec les zones à climat de type "guinéen" ou indonésien".

Sauf peut-être en ce qui concerne Morondava et Fort-Dauphin, les études sédimentologiques entreprises sont incluses dans les zones dans lesquelles les phénomènes de lessivage sont intenses et où la sédimentation littorale est à caractère péritique dominant. Les phénomènes reconnus décrivent finalement l'ensemble de la zone équatoriale au sens commun du terme, et les zones de climat tropical confus, uniformisé, long, paroxystique pour reprendre les définitions des régimes pluviométriques de PEGUY (1961). Le régime tropical court (régime soudanien de DE MARTONNE) reste en dehors de la zone définie, avec ses variantes.

Les zones tropicales perhumides ainsi définies englobent en Afrique les côtes sénégalaises à partir de la Casamance, tout le golfe de Guinée jusqu'au Sud du Congo, les côtes du Tanganyika, les côtes Est et Nord Ouest de Madagascar. Par contre, les études de Morondava et de Fort Dauphin ne trouvent pas place à l'intérieur de la zone définie ; la première correspond en effet à un régime "soudanien" assez typique, alors que la seconde se place dans une zone de climat qui, par certains caractères, rappelle le type méditerranéen, malgré des influences du Nord Est.

En Asie, l'Inde péninsulaire, l'Indochine, l'Insulinde et la côte Nord de l'Australie appartiennent à la zone définie.

En Amérique, on y trouve toutes les Antilles et même la pointe de la Floride, les côtes du golfe du Mexique et la côte Nord Est de l'Amérique du Sud, jusqu'à Récife. Côté Pacifique, les littoraux de l'Amérique centrale et de Colombie font évidemment partie de la zone perhumide. Comme on l'a remarqué à propos des climats intertropicaux, on peut dire que la zone tropicale humide (au sens sédimentologique du terme) dépend autant de la latitude que de la répartition des masses continentales et océaniques.

(47).4.2.- Distinction entre zone équatoriale et zone tropicale.

Du point de vue climatique, la distinction classique entre la zone équatoriale et la zone tropicale au sens strict est basée sur la présence d'un ou deux maximums pluviométriques moyens dans l'année. Pratiquement, la distinction est subtile et les habitants des zones équatoriales plaisantent volontiers

le climat qu'il subissent, en disant, comme à Douala, qu'il y a la saison des pluies et la saison où il pleut. A Cayenne, le "petit été de Mars" peut-être marqué par 28 jours de pluie dans le mois, comme en 1954.

Par contre, la saison sèche est une réalité sensible aux latitudes plus élevées par rapport à l'équateur thermique. A Douala, il ne s'agit pratiquement pas de Janvier à Mars. A Libreville (latitude 0°17 Nord, mais 4° au Sud de l'équateur thermique qui passe à peu près à Douala), c'est de Juin à Août que les pluies sont très réduites, ce qui n'empêche d'ailleurs pas dans l'un et l'autre cas que le sol de la grande forêt reste très imbibé d'humidité.

Le passage d'un type climatique à l'autre est très progressif : en suivant la côte du golfe de Guinée, on constate qu'entre Douala (4°N) et Kribi (3° de latitude Nord) la différence est sensible puisque cette seconde ville possède déjà une véritable petite saison sèche. Au cours de l'étude du Niger, j'ai montré également (2ème partie) le passage progressif des conditions équatoriales aux conditions tropicales, d'ailleurs modifiées par le relief, lorsque l'on parcourt le bassin venant d'aval en amont. En Amérique du Sud également, le climat de Cayenne est franchement indifférencié, alors qu'à Macapá (Brésil, latitude 0°01 N) la saison sèche est une réalité indiscutable.

Finalement, seuls quelques points du globe se trouvent strictement plongés dans une humidité constante, et la plus grande partie des zones inter-tropicales est soumise à une alternance de saisons, la saison sèche restant assez symbolique dans de très nombreux cas. Le passage est si progressif d'un régime à l'autre que chaque station étudiée représente en fait un type intermédiaire entre les phénomènes caractéristiques.

Les phénomènes d'altération ne reflètent qu'assez imparfaitement les distinctions climatiques. En zone perhumide, on observe le lessivage total des roches au sommet des chaînes de sols, mais sur les pentes des collines les phénomènes d'accumulation sont déjà sensibles, parfois même accompagnés de concrétionnements embryonnaires qui se présentent sous la forme de pisolites. Vers le bas des pentes s'accumulent des horizons collobiaux parfois épais, qui peuvent être lessivés ultérieurement à nouveau. La même description des sols s'applique aux régions tropicales à climat paroxysmique, mais l'importance relative du concrétionnement et de l'érosion mécanique est augmentée. La sédimentation est de même type dans les deux cas, caractérisée par la présence sous forme d'éléments détritiques de minéraux provenant des zones de lessivage intense : kaolinite et hydrargillite dominent ; les montmorillonites n'interviennent que sous forme détritique, quand la nature des sols (Mont Cameroun) ou le type climatique continental (Nord Ouest de Madagascar) s'y prêtent. Les exportations de matière sous forme de solutions sont toujours importantes, principalement sous forme de matières humiques et complexes organo-métalliques.

Finalement, des différences sensibles dans le domaine de la pédologie apparaîtront extrêmement atténuées en milieu littoral, puisque celui-ci par sa nature même reste une zone constamment humide. Les espèces de palétuviers des mangroves sont les mêmes et, indication plus remarquable encore, les plantes de l'arrière-mangrove du Cambodge, telle *Lumnitzera Gymnorhiza*, se retrouvent dans les mangroves saisonnièrement exondées de Madagascar. En zone équatoriale cependant, il ne se constituera ni lagunes sursalées ni sols temporairement salins, comme en pays plus sec ; encore ces formations n'apparaissent elles que si la durée de la saison sèche augmente suffisamment, comme dans le Nord Ouest de Madagascar.

CHAPITRE QUARANTE HUIT

LE MILIEU FLUVIO-MARIN DANS LES ZONES INTERTROPICALES(48).1. - DEFINITIONS.

La transition entre le domaine continental et le domaine marin est assurée par un milieu mixte, dont la forme la plus classique est l'estuaire. FRANCIS-BOEUF (1947) pensait d'ailleurs que la sédimentation dans les estuaires méritait seule l'appellation de fluvio-marine, et définissait l'estuaire comme "le cours inférieur des fleuves remontés sur une certaine distance par la marée". Cette définition s'oppose quelque peu à la conception légale définie par les règlements maritimes, qui réserve le nom d'estuaire à la partie externe de l'ensemble et dénomme rivière maritime la zone amont ; par ailleurs, elle est conforme à l'étymologie du mot estuaire, la racine "aestus" signifiant marée.

(48).1.1. - Estuaires et Deltas.

À la notion d'estuaire, les géographes opposent classiquement celle de delta. On a l'habitude de considérer que les estuaires n'existent que dans les mers à marées et les deltas dans les mers sans marées (LAPPARENT, 1907). FRANCIS-BOEUF (1947) justifie cette opposition en citant les deltas des fleuves méditerranéens, mais d'une manière générale, la distinction paraît trop absolue pour pouvoir être entièrement conservée, ainsi que HAUG (1911) l'a déjà noté.

Comme je l'ai fait remarquer (1957), on rencontre à la fois dans certaines régions comme le Nord Ouest malgache des estuaires et des deltas typiques, voire même les deux morphologies associées ; l'embouchure de la Betsiboka a une double structure, car elle est constituée d'une zone deltaïque envahie par la mangrove, suivie en aval d'une profonde baie marine correspondant à une ancienne vallée immergée, et ce dans une zone où le marnage atteint plus de quatre mètres. Il arrive, surtout en période d'étiage, que la marée remonte dans les bras deltaïques à faible pente.

Le passage entre forme estuarienne et forme deltaïque est progressif et lié soit à l'intensité de l'alluvionnement fluvial soit à la durée dont le fleuve a pu disposer pour remblayer la partie basse de sa vallée : ainsi l'estuaire de l'Antanambalana, sur la côte Est de Madagascar, n'est-il que médiocrement remonté par la marée, les dépôts s'accumulant à la fois à l'extérieur et à l'intérieur de l'embouchure. Ce n'est que parce que le colmatage des petits fonds n'est pas encore suffisamment avancé depuis le Flandrien que la forme deltaïque typique n'a pas pu jusqu'ici s'établir définitivement. Elle est réalisée seulement en période de crue exceptionnelle, de nouvelles bouches

s'ouvrant (toujours aux mêmes endroits) de part et d'autre de la ville de Maroantsetra.

Dans les forêts inondées de la mangrove, la distinction entre bras estuariens fonctionnels et cheneaux de marée s'estompe parfois devant l'importance du volume oscillant mis en jeu par les courants de marée. Les communications entre les bassins fluviatiles sont fréquentes (lieux-dits "Deux flots" de la basse Guyane) et les eaux comme les sédiments provenant de plusieurs bassins fluviatiles se mêlent intimement au sein d'un vaste complexe dont certains aspects peuvent être considérés comme lagunaires: le meilleur exemple de ces complexes est celui des bouches du Cameroun, qui groupe les estuaires du Wouri, de la Dibamba, du Mungo, pour ne citer que les fleuves les plus importants, et communique en outre avec des zones marécageuses, du pied du Mont Cameroun à la Sanaga.

D'un autre point de vue, un estuaire comme celui du Gabon ne se trouve en relation qu'avec un bassin fluviatile tout à fait disproportionné avec son importance ; la Como draine seulement 3 000 km² de forêts gabonaises. Une telle unité fonctionne en circuit fermé, comme une baie étroite et profonde et les mécanismes sédimentaires que l'on peut y décrire n'ont que peu de rapports avec les phénomènes fluviatiles.

Il paraît plus sage dans ces conditions de renoncer à des classifications trop strictes et par là artificielles, donc de désigner les embouchures des cours d'eau décrits par un terme -estuaire ou delta - qui indique leur morphologie apparente, mais ne préjuge en rien des actions dynamiques que l'on pourra y rencontrer. Sauf pour la Tsiribihina à Madagascar dont je n'ai d'ailleurs pas eu le temps de faire une étude détaillée, je n'ai à considérer dans ce travail que des deltas embryonnaires (type triangulaire de DE MARTONNE, 1923).

Dans un article de synthèse récent (1964), F.P. SHEPARD propose comme critère de reconnaissance entre milieu deltaïque et milieu estuarien la présence en zone deltaïque marine de fibres de bois; il oppose ce caractère aux critères de reconnaissance du milieu estuarien dans les séries géologiques, qui seraient selon lui :

- abondance des huîtres
- rareté des échinides
- rareté ou absence de la glauconie
- présence d'argiles sableuses pauvres en silt, celles-ci étant plutôt rares sur le plateau continental.

L'ensemble des études de détail auxquelles je me suis livré montre qu'il est impossible d'accorder une valeur universelle aux critères de SHEPARD.

En effet, les éléments ligneux constituent un élément important en volume dans la vase de nombreux estuaires , comme celui du Wouri et celui du Gabon.

L'abondance de ces débris n'est pas liée uniquement à l'exploitation forestière, puisqu'on retrouve les mêmes éléments dans les vases anciennes des mangroves, déposées bien avant l'installation des exploitations. On rencontre également de nombreux débris ligneux dans les vases des Guyanes, aussi bien en mer libre que dans les estuaires, puisque les débris ligneux cheminent en suspension, comme les agrégats floculés de matières minérales.

D'autre part, la faune des estuaires à forte turbidité n'est pas particulièrement riche en ostréides. Les fameuses huitres des palétuviers ne se rencontrent que sur les *Avicennia* des bordures de mer, non dans les complexes fluvio-marins, où la teneur en calcaire reste d'ailleurs extraordinairement faible, traduisant la grande dominance des apports détritiques sur la sédimentation organogène.

Il est exact qu'on ne trouve guère d'oursins, le milieu vaseux ne constituant pas leur biotope préféré. L'absence ou la rareté de la glauconie est également certaine, la sédimentation étant en général trop abondante pour permettre la formation de néogènes dans le milieu estuarien. GIRESSE(1965) a décrit des oolites embryonnaires de glauconie très ferrugineuses, provenant du plateau continental au large du Gabon, mais je n'ai jamais retrouvé ces formations dans les sédiments estuariens voisins.

Enfin, l'extrême variabilité de la granulométrie des sédiments dans l'ensemble du milieu estuarien rend très délicate l'application du dernier critère proposé par SHEPARD. Si le triage des sables est effectivement rarement réalisé de manière totale sur le plateau continental, l'étude du Wouri par exemple a montré qu'il y avait de vastes zones dans la partie aval de l'estuaire qui se trouvaient recouvertes d'un sable fin argileux, micacé et déposé à la suite d'une sorte de vannage lié à la baisse de l'intensité des courants de jusant lorsque croît la section de l'estuaire. Ces zones à silt argileux sont cependant typiquement estuariennes et non marines ; elles participent à la dynamique générale de l'estuaire.

Par ailleurs, un estuaire dans lequel s'observe une nette prédominance des influences fluviales sur les influences marines, comme celui de la Betsiboka à Madagascar, voit le remplissage des fosses et des petits fonds assuré par un matériel mixte sablo-argileux dans lequel toutes les classes granulométriques sont représentées, et surtout les silts. Mais, comme je l'ai fait remarquer, un tel estuaire fonctionne plutôt comme un delta classique et ne constitue certainement pas un bon exemple pour l'application des critères généraux à la zone estuarienne.

Finalement, il semble que les critères liés à l'environnement sédimentaire général soient aussi peu efficaces que ceux tirés des propriétés dynamiques ou de la morphologie pour permettre une séparation tranchée entre estuaire et delta. Le mécanisme de l'envasement décrit dans les pages qui suivent implique cependant que la largeur des bras estuariens décroît de l'aval vers l'amont: il

n'y a aucune raison qu'il en soit de même dans les zones deltaïques et, ainsi que l'indique A. RIVIERE (renseignement oral) on pourrait trouver dans la comparaison de la largeur des bras en fonction de leur position dans l'embouchure un moyen immédiat de reconnaître une bouche fluviale fonctionnant comme un estuaire d'une bouche fonctionnant comme un delta.

(48).1.2. - Caractères des zones fluvio-marines.

Les caractères morphologiques des zones fluvio-marines tropicales sont faciles à résumer : ce sont des zones très basses, sans aucun relief notable si l'on en excepte parfois d'anciennes îles rattachées à la terre et constituant des reliques de cycles d'évolution antérieurs. La sédimentation est fine, encore que les exceptions à ce caractère puissent être nombreuses et que des alternances de couches fines et de couches plus grossières ne soient pas rares dans les sondages, même assez loin des zones de fort relief : mais l'étude du mécanisme de fonctionnement des estuaires rend bien compte de cette variabilité de la sédimentation, puisque le passage de la sédimentation sableuse fluviale à la sédimentation pélagique fluvio-maritime ne dépend que de l'importance des influences relatives de la mer et du fleuve à un instant donné. Les matières organiques sont abondantes, et ce particulièrement dans les zones tropicales les plus humides ; elles sont associées plus particulièrement aux sédiments pélagiques, mais imprègnent l'ensemble du milieu sédimentaire. Enfin, les zones fluvio-marines passent couramment pour des zones tectoniquement instables, des zones de subsidence. L'épaisseur des sédiments quaternaires atteint deux mille mètres à l'embouchure de l'Amazone et SHEPARD (1956) estime à 40 cm. par siècle la vitesse de subsidence moyenne dans le delta du Mississippi. Si la sédimentation flamandaise en baie d'Antongil compensait exactement la subsidence dans ce fossé tectonique, la datation des sédiments indiquée dans la 8ème partie fournirait une vitesse de subsidence de 22 cm. par siècle : mais je n'ai aucune preuve qu'en ce point précis il y ait subsidence actuelle, et un simple colmatage progressif de la baie par les apports fluviaux de l'Antanambalana peut aussi expliquer les phénomènes observés. OTTMANN (1965) paraît considérer que le caractère subsident est tout à fait général pour les estuaires et les deltas et déplore l'usage encore fréquent du terme de "côtes d'émersion" (JOHNSON, 1919) pour désigner les zones où l'apport sédimentaire amène un gain du domaine terrestre sur le domaine maritime : il y aurait là un paradoxe "puisque ce sont les zones où se rencontrent les plus fortes subsidences" (p.134). Sans vouloir à tout prix défendre la terminologie de W.D. JOHNSON, qui effectivement prête à confusion, je pense que l'on ne manque pas d'exemples, le long des littoraux tropicaux ou non, de zones où les tendances à l'émersion sont extrêmement nettes et peuvent être reliées à une action de colmatage sédimentaire, sans qu'interviennent nécessairement des mouvements tectoniques. Dans les pages qui précèdent, il me suffit de rappeler le colmatage général des côtes guinéennes par les "Rivières du Sud", le remplissage de la baie de Bombetoka par les apports de la Betsiboka, l'envahissement des côtes de la Guyane par les argiles de Demerara (entre les fosses de l'Amazone et de Demerara, qui sont bien, elles, des zones de forte subsidence).

Par contre, des influences tectoniques ont joué un rôle évident dans la constitution et le remplissage de fossés comme l'estuaire du Gabon et la baie d'Antongil; la part de l'accumulation sédimentaire est cependant notable dans les deux cas aux limites des accidents. Enfin, dans le cas de l'estuaire du Wouri, il est possible qu'une subsidence tectonique ait accompagné la transgression flandrienne, puisque des signes de recul de la côte ont été notés vers la partie extérieure des bouches du Cameroun (GEZE, 1943). Mais le cordon de la pointe de Suellaba, dont la disparition "pouvait être considérée comme prochaine", se portait encore bien en 1964 et paraissait même en voie d'engraissement par rapport aux descriptions anciennes comme celle de BERNARD (1937).

(48).2. - CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES EN MILIEU ESTUARIN.

Les conditions physico-chimiques en milieu estuarien sont dominées par la pénétration de la marée. Celle-ci peut se faire sentir sur des distances plus ou moins considérables à l'intérieur des terres :

Amazone	1 500 km. (probablement la pénétration la plus importante)
Wouri	45 km.
Gabon	150 km.
Betsiboka	80 km.
Antanambalana	10 km.
Rivière Cayenne	25 km.
Mahury	32 km.
Approuague	70 km.
Oyapock	50 km.

Il existe souvent une différence importante entre la pénétration de la marée dynamique et la pénétration de l'onde de salinité dans l'estuaire ("marée de salinité" selon FRANCIS-BOEUF, 1947).

Suivant les besoins, les auteurs qui décrivent le milieu estuarien considèrent que la limite du domaine fluvio-marin et du domaine continental se place soit à la limite de pénétration de la marée mécanique, soit à la limite de pénétration de l'onde de salinité. Les deux opinions me paraissent aussi pleinement justifiées l'une que l'autre. L'étude des phénomènes de transport de sédiments montre que la pénétration de la marée mécanique introduit pour le moins un ralentissement des courants fluviaux, automatiquement générateur d'un atterrissement par excès de charge: c'est le point de vue des hydrodynamiciens, exprimé récemment par BALAY (1958) dans son étude sur le Rio de la Plata, où d'ailleurs la marée de salinité ne pénètre pas. Botanistes et pédologues constatent par contre que dans les estuaires une frontière nette sépare les zones où pénètre la marée de salinité et celles où l'eau reste constamment douce; pour des raisons physico-chimiques, la nature des sols alluvionnaires et la végétation qu'ils portent changent du tout au tout. En Guyane, on passe le

long des rives de l'Approuague de la mangrove à Rhizophora, qui déjà ne forme qu'une galerie le long des rives. à une végétation de type purement continental. A Madagascar, la forêt de palétuviers fait place à des sols à végétation herbacée, salins et desséchés pendant une partie de l'année (HERVIEU, 1966).

Les phénomènes de floculation en milieu salin, qui sont finalement d'une importance extrême en milieu tropical, ne se produisent également que dans les zones où pénètre l'onde de salinité : c'est ainsi que j'ai pu retrouver exceptionnellement des vases d'origine marine, mais naturellement défloculées au sein des eaux de rivière, dans la partie amont de l'Approuague (Guyane), à l'extrémité limite de pénétration de l'onde de salinité. D'autre part, la remontée des eaux marines, chargées en particules en suspension par la turbulence estuarienne, se limite à un niveau très inférieur à celui auquel se fait sentir la marée mécanique dans les estuaires ; la limite des affleurements vaseux coïncide en général avec la limite de pénétration de la marée saline en saison sèche (Wouri, Mahury, Approuague).

Dans les estuaires soumis à un colmatage très rapide, comme la Betsiboka, le recul du milieu marin par rapport au milieu continental se traduit par l'abandon à la végétation terrestre de bandes plus ou moins larges de mangrove asséchée, dans les parties du complexe estuarien les plus éloignées des chenaux de marée. HERVIEU (1966) a souligné que les caractères des sols dans ces zones étaient directement hérités du milieu fluvio-marin, et qu'il était arbitraire de vouloir les séparer de ce milieu, bien que l'influence de la seule marée mécanique se fasse encore sentir de nos jours. Dans les autres estuaires du Nord Ouest malgache plus encore que dans celui de la Betsiboka, on constate que se créent progressivement des terrasses basses de mangrove asséchée, tandis que les chenaux de marée s'encaissent sur place entre les îles colonisées par la végétation.

Le phénomène est très fréquent dans les parties des mangroves équatoriales les plus éloignées de la mer ; les parois des chenaux sont raides, parfois verticales. J'ai même observé des surplombs à marée basse, le courant de jusant ayant sapé à la base les "schorres" à Rhizophora que seuls l'enchevêtrement des racines et la cohésion de la vase durcie maintenaient en place (Bouches du Cameroun, Gabon, Guinée aux environs de Dubréka, Guyane). En saison des pluies - c'est -à-dire pratiquement toute l'année - les eaux restent douces dans ces mangroves d'amont et la turbidité tombe à des valeurs très faibles, contrairement à ce qui se passe dans la partie centrale du complexe estuarien ; l'évolution sédimentaire se trouve donc très ralentie, mais ses lois dépendent encore des phénomènes estuariens et c'est pourquoi il me paraît logique de n'introduire aucune séparation absolue entre les zones estuariennes parcourues par l'onde de salinité et les zones soumises à la seule oscillation mécanique.

Dans ce qui suit, je considérerai donc les zones fluvio-marines dans leur ensemble, réservant le qualificatif de zone "fluviale" de l'estuaire à la partie où ne pénètre pas l'onde saline, quelle que soit la saison, et le qualificatif de "marine" à la partie aval du complexe.

(48).2.1. - La salinité en milieu estuarien.

La pénétration des eaux salées dans les complexes fluvio-marines peut-être rapide, avec passage relativement brusque des eaux douces aux eaux marines : c'est ce que l'on observe dans des estuaires de taille importante, comme l'Approuague en Guyane. Le mélange des eaux peut se faire très nettement sur de grandes distances, ou prendre une allure tout à fait irrégulière dans les chenaux étroits.

Les facteurs qui interviennent pour régler l'interpénétration des masses d'eau douce et d'eau marine sont assez nombreux, mais deux se détachent immédiatement dans les descriptions de tous les auteurs, en raison de leur caractère spectaculaire : ce sont l'amplitude de la marée, d'une part, et les variations saisonnières du débit fluvial, d'autre part. Suivant la nature du complexe fluvio-marin étudié, l'un ou l'autre facteur domine : on sait que de grands fleuves comme l'Amazonie et le Congo ne sont pas remontés par l'onde de salinité et qu'au contraire, leurs eaux douces s'étalent largement en surface de l'océan devant leur embouchure.

L'étude de la salinité se révélant un facteur extrêmement important dans l'équilibre sédimentaire des estuaires, je me suis attaché à préciser les circonstances de la variation de cette grandeur au cours de chacune des études estuariennes que j'ai entreprises. Les résultats ont été rapportés précédemment et je résumerai ici les caractères généraux du phénomène.

1) - Variation au cours de la marée.

Au cours du déroulement du cycle de marée, la salinité en un point donné passe par un maximum lié à la pleine mer et par un minimum lié à la basse mer. Les points de salinité minimum sont le plus souvent décalés par rapport à l'onde mécanique, mais le phénomène est surtout sensible dans les cours d'eau étroits (Wouri, Mahury). Au contraire, dans les estuaires de grande taille (Gabon, Approuague), la courbe dessine un plateau se prolongeant sur une ou deux heures ; un plateau analogue se dessine parfois autour de la pleine mer, mais il est plus irrégulier. Les variations notables de salinité sont alors limitées au voisinage des maximums de flot et de jusant.

L'amplitude de la variation cyclique de salinité est extrêmement variable d'un estuaire à l'autre ; elle ne dépasse pas 4 grammes par litre dans un estuaire où dominent les influences marines (Gabon), mais peut-être de 20 à 30 grammes par litre si les apports fluviaux sont importants (Wouri, fleuves des Guyanes, du Cambodge).

2) - Influence de la position de la station étudiée.

La comparaison des courbes des diverses stations permet de distinguer dans l'estuaire la part qui revient aux influences fluviales en chaque zone de l'estuaire. Au Gabon, cette influence est négligeable, et tous les postes montrent

une courbe analogue. Au contraire, les fleuves camerounais et guyanais montrent une zone fluvio-marine très différenciée. Dans la zone aval, les conditions physico-chimiques de la mer libre sont pratiquement réalisées. La lutte entre influences continentales et marines se limite à la partie moyenne du complexe estuarien, tandis que les zones amont ne sont parcourues que par les eaux fluviales, malgré l'alternance des courants.

3) - Influence de l'amplitude de la marée.

L'influence de l'amplitude de la marée est très nette dans le cas des estuaires de taille moyenne (Cameroun et Guyane); elle s'atténue dans le cas du Gabon dans lequel le volume oscillant est suffisant pour maintenir une pérennité des conditions marines même en marée de morte eau. Inversement, l'accroissement des apports fluviaux en arrive également à annuler l'effet des différences entre les marées, comme on l'observe dans l'estuaire de la Betsiboka au cours de la saison des pluies, jusque dans des zones très avancées vers l'aval de la baie de Bombetoka.

4) - Influence de la profondeur de prise.

En général, les masses d'eau étagées sur une verticale respectent l'ordre des densités croissantes et la pénétration de l'onde de salinité dans l'estuaire prend la forme d'un coin salé sous les eaux douces. Il existe cependant d'assez nombreux cas de superposition anormale, notamment au voisinage des étales. Mais dans la suite du cycle de marée, la superposition normale des densités se rétablit assez rapidement. La différence de salinité entre surface et fond peut être nulle ou négligeable, ou bien atteindre 15 à 20 % de la valeur de la salinité moyenne sur la verticale étudiée. Le passage des eaux salées aux eaux douces est donc moins rapide dans les estuaires étudiés que l'image du coin salé pourrait le laisser croire et le "front de salinité" de l'Approuague a une profondeur de plusieurs kilomètres.

Dans un estuaire soumis à des actions marines comme celui du Gabon, la variation de salinité avec la profondeur finit par être le facteur de modification le plus important.

5) - Influence saisonnière.

Elle est liée à la variabilité des régimes des fleuves et se trouve donc finalement plus importante en zone tropicale qu'en zone équatoriale. Cependant, le régime d'un fleuve à son embouchure traduit la moyenne des conditions pluviométriques sur l'ensemble du bassin versant ; sauf pour les fleuves Guyanais et encore dans une certaine mesure, le régime est très irrégulier et oscille entre deux pôles très marqués. Les influences équatoriales aboutissent à réhausser le niveau d'étiage par rapport aux zones tropicales.

L'influence saisonnière dans un estuaire est d'autant plus sensible que le volume oscillant est plus petit et que le régime fluvial est plus irrégulier.

Dans l'estuaire du Wouri, les conditions sont comparables en saison des pluies en aval de l'estuaire, et en saison sèche par le travers de Douala. Dans l'estuaire de la Betsiboka, la marée saline remonte les bras deltaïques sur 15 à 18 km. en saison sèche, mais seulement sur 2 ou 3 km. pendant les crues; de plus, la variation absolue de salinité est très atténuée dans le second cas.

6) - Conclusion.

La salinité des eaux estuariennes est très variable, mais les sédiments qui transitent en zone fluviomaritime ont la possibilité d'être en contact avec des eaux salines, à un moment quelconque de leur cycle dynamique. Ils absorbent des sels et ne peuvent les restituer totalement que dans des cas très particuliers, comparables à la dialyse prolongée effectuée au laboratoire. Aussi les vases estuariennes sont elles, sauf exception très rare (les vases du secteur amont de l'Approuague, en amont de Régina), des vases flocculées, même si elles ne sont plus en contact qu'avec des eaux continentales peu chargées en sels.

J'ai montré expérimentalement -(1953 b) qu'il suffisait d'une très petite quantité d'eau de mer mélangée à l'eau douce pour obtenir la floculation totale des particules argileuses, l'effet de floculation se manifestant à partir de 3 à 4 % d'eau de mer et pouvant être reproduit à partir de solutions salines artificielles contenant des sels divalents. Le seuil de floculation lié aux sels alcalins se situe beaucoup plus haut et n'intervient donc que secondairement dans les phénomènes naturels de floculation dans les estuaires. Ces conclusions rejoignent et précisent celles antérieurement formulées par P. URBAIN (1951) sur les argiles en général. La valeur du seuil trouvée est nettement inférieure à celle indiquée par L. GLANGEAUD (1939) pour les sédiments de la Gironde (salinité de 7 pour mille). Dans la région de Recife -(Brésil): OTTMANN (1960) indique que des vases flocculent lorsque la salinité atteint 15 à 20 pour mille. Dans le golfe de Paria, au Nord des Guyanes, VAN ANDEL et POSTMA (1954) signalent par contre une floculation des illites lorsque la salinité passe à 2 pour mille, soit pour une proportion d'un peu plus de 5 % d'eau de mer.

L'opinion prévaut généralement que le seuil de floculation varie suivant la nature minéralogique des argiles soumises à la floculation : j'ai cependant toujours observé une floculation totale des suspensions naturelles dans les zones estuariennes pour des salinités comparables à celles indiquées en 1953 dans mes expériences, qu'il s'agisse de matériel purement kaolinique ou à forte dominante kaolinique (Wouri, Gabon, Guinée, Betsiboka), de matériel kaolino-montmorillonitique (Morondava), ou de mélanges plus complexes, comme les argiles de Demerara des côtes des Guyanes, à kaolinite, illite et montmorillonite.

La divergence entre les résultats obtenus par bien des auteurs et les mesures que j'ai pu faire dans des endroits bien différents mérite une tentative d'explication générale. Il semble que le phénomène de floculation soit en fait souvent confondu avec le dépôt des agrégats flocculés eux-mêmes, et OTTMANN (1965) écrit par exemple (p.153):

"La floculation ne peut se produire que dans les zones où pénètrent les eaux salées et où les conditions de calme relatif permettent aux floculats de se déposer." (1).

Mais la floculation est un phénomène purement physico-chimique tandis que le dépôt des agrégats est sous la dépendance des facteurs dynamiques: courants de marée, houles et clapots. Des vases totalement floculées pourront être longuement véhiculées à travers tout un estuaire au cours des cycles de marée, comme je l'ai montré entre autres dans l'estuaire du Wouri ; les agrégats eux-mêmes, formés par la réunion de micelles élémentaires en un gel qui emprisonne de nombreuses molécules d'eau, sont peu résistants, constamment détruits et reconstitués selon la turbulence locale ; le dépôt de ces agrégats n'est finalement possible que dans les zones abritées ou au moment des étales, et c'est bien ce que prouve l'étude de la répartition géographique des gisements des sédiments pélagiques dans les parties aval et amont des estuaires. Il suffit en général de prélever un échantillon d'eau turbide en zone estuarienne pour constater que le sédiment en suspension est à l'état floculé, quelle que soit par ailleurs la salinité de l'eau dans laquelle la suspension est réalisée : les exceptions sont rarissimes et correspondent à des particularités locales.

BOURCART (1942) soulignait d'ailleurs déjà le rôle des périodes d'étales dans le dépôt des particules vaseuses et c'est la même idée que développe FRANCIS BOEUF (1947) en comparant le dépôt des vases au dépôt de la crasse dans une baignoire.

(48).2.2. - Les pH en milieu fluvio-marin.

Si le pH de l'eau de mer est à peu près constant et voisin de 8 dans le monde, les zones de transition que constituent les estuaires ne sont pas caractérisées par une variation aussi uniforme que celle de la salinité.

Deux types de comportement extrêmes se détachent : ou bien la variation du pH est régulière au cours du cycle de marée, la courbe étant marquée par un maximum correspondant à l'arrivée du maximum d'eau marine ("pleine mer de salinité") et par un minimum lié à la basse mer, ou bien la variation de la salinité ne provoque aucun changement notable de pH, étant entendu que l'on renonce à interpréter toute variation de pH qui ne dépasse pas 0,1 ou 0,2 unité.

La rivière de Cayenne constitue un exemple typique du premier mode de variation; le pH monte aux environs de 8 à pleine mer; il redescend au voisinage de 6 autour de la marée basse, le passage d'une valeur à l'autre est régulier et progressif. Ce type de variation est finalement assez rarement représenté et des perturbations retardent l'établissement des pH élevés par rapport à l'onde de salinité si la vitesse des courants augmente. Il semble que cette variation

(1) - c'est moi qui souligne.

corrélative du pH et de la salinité ne puisse qu'être exceptionnelle, puisqu'elle suppose une baisse très notable du pouvoir tampon caractéristique des eaux marines, et mis en évidence depuis longtemps (LEGENDRE, 1938).

Les estuaires du Wouri et du Gabon peuvent être pris comme exemples de zones dont le pH est pratiquement invariant, malgré l'importance du brassage des eaux. Dans le cas du Wouri en particulier, les variations de salinité en saison des pluies, très importantes, ne sont accompagnées d'aucune variation de pH, celui-ci restant tamponné aux environs de 7,50. Dans le vaste estuaire du Gabon, on peut mettre en évidence une très lente baisse du pH moyen des eaux entre la partie aval et la partie amont de l'estuaire; le pH moyen passe en effet de 7,60 devant Libreville à 7,25 devant Dongila. Les pH des eaux continentales, voisins de 5, ne se rencontrent dans la Como qu'en amont de Kango, c'est-à-dire à plus de 120 kilomètres de l'embouchure.

Tous les types de variation intermédiaire peuvent se rencontrer dans les estuaires étudiés, mais dans l'ensemble il est certain que le milieu estuarien, comme le milieu marin, doit être considéré comme un milieu tamponné, même lorsque la salinité tombe à des valeurs très faibles.

D'autres variations de pH en milieu fluvio-marin, peuvent être mises en évidence et reliées à des actions biologiques, notamment à la photosynthèse chlorophyllienne : dès 1922, LEGENDRE a montré aux environs de Concarneau que le pH variait en fonction de l'heure de la journée et de l'insolation. OTTMANN (1960) met en évidence des variations de pH qui atteignent l'unité au cours de la journée, et les relie à la teneur en oxygène dissous en certains points de l'estuaire du Capitaribe (Brésil); cette zone est particulièrement riche en algues vertes, qui colorent un papier filtre trempé dans l'eau.

Dans les eaux turbides et souvent presque opaques des estuaires de la zone équatoriale, ces activités de photosynthèse superficielle sont beaucoup plus réduites. Le ciel nuageux amortit également pendant la majeure partie de l'année les effets directs de l'insolation, ce qui explique la rareté des variations de type biologique observées; des irrégularités locales peuvent cependant selon toute probabilité être rattachées à cette cause.

Finalement, le pH des eaux estuariennes constitue en général une grandeur suffisamment invariante pour que l'on puisse considérer qu'elle permet de définir le milieu estuarien par rapport au milieu continental; par contre, l'étude de cette grandeur ne donne que peu de renseignements sur les mouvements des masses d'eau au sein du domaine fluvio-marin.

Le pH des sédiments estuariens est lié étroitement à celui du milieu dans lequel ces sédiments se sont déposés, les eaux d'imbibition étant elles-mêmes des eaux salines. On a remarqué depuis longtemps que le pH des vases est inférieur d'une unité ou d'une fraction d'unité à celui des eaux qui surmontent la formation, mais une étude statistique des résultats acquis précédemment conduit

à nuancer cette affirmation ; en effet, si les vases d'une baie marine comme celle de Kompong Som au Cambodge, ont bien un pH moyen de 7,25, inférieur à celui du milieu ambiant, cette observation ne peut être généralisée.

Dans le Wouri comme dans les estuaires des Guyanes, la moyenne des pH des sédiments est très semblable à celle des eaux qui circulent dans l'estuaire. Dans l'estuaire de la Betsibolka, les pH des vases sont compris entre 7 et 8, donc semblables à ceux des eaux qui circulent en baie de Bombetoka. Il semble finalement que la notion de l'abaissement du pH des sédiments par rapport aux eaux qui les surmontent ne soit pas valable en milieu estuarien, sans doute parce que le brassage des sédiments et des eaux est très violent, et qu'il y a des échanges continuels entre les deux milieux. Le phénomène est certain dans le milieu littoral, comme le montre l'exemple de la baie de Kompong-Som, mais il n'est donc pas général.

Par contre, on observe presque inmanquablement dans la partie amont des estuaires des dépôts vaseux dont le pH est très nettement supérieur à celui des eaux qui baignent ces rives d'une manière générale. Dans l'estuaire du Wouri, les vases de Djebale ont un pH voisin de 8. Dans le Mahury et dans la rivière de Cayenne, les pH de ces vases peuvent varier entre 7,50 et 9. Les eaux voisines ont un pH le plus souvent voisin de 6, parfois atteignant 7 ou 7,20. L'étude du mécanisme de dépôt des vases en amont des estuaires rend une fois de plus compte de cette anomalie, comme on l'a vu sur le Wouri ; les vases fines des berges se déposent à pleine mer, lorsque les courants sont faibles et que les éléments floculés du " bouchon vaseux " ont atteint l'amont de l'estuaire : il s'agit donc bien de particules de gel floculé, entraînant des eaux d'imbibition salines depuis la zone aval ou centrale de l'estuaire, et se déposant sur les berges ; ailleurs, ces agrégats floculés sont balayés par le jusant suivant, qui ramène des eaux fluviales à pH acide au contact des éléments déjà déposés.

Dans les zones émergées et notamment dans les mangroves, la variation du pH en surface est souvent peu sensible. Les pH sont un peu alcalins, de l'ordre de 8 et ne dépassent en aucun cas la valeur de 9. Malgré le lessivage dû aux eaux météoriques, il n'y a pas de baisse sensible du pH en saison des pluies : il est vrai que l'ensemble de la mangrove est régulièrement inondée lors des grandes marées.

Dans les mangroves des régions plus sèches telles que le Nord Ouest malgache, les pH ne tombent pas non plus à des valeurs franchement acides, sauf cas exceptionnels (HERVIEU, 1966). On peut remarquer d'ailleurs que dans l'estuaire de la Betsibolka lui-même, le pH des vases déposées varie assez fortement d'une zone à l'autre. Dans la zone deltaïque (Maevarano) il descend aux environs de 6, bien que les sédiments soient déjà totalement floculés par les apports ioniques.

Je signalerais enfin que le pH des dépôts péltiques de l'embouchure de l'Antanambalana est acide (voisin de 5,50), mais cette embouchure fonctionne comme un delta dans la baie d'Antongil malgré sa morphologie.

Le caractère alcalin du pH des sédiments estuariens pourrait éventuellement être retenu pour distinguer dans les formations géologiques les sédiments estuariens des sédiments deltaïques, plus acides au moins en milieu tropical ; mais on observe trop d'acidifications liées à la diagenèse dans les formations estuariennes même récentes, comme le montre l'étude de la série quaternaire du bas-Wouri, pour accorder un crédit absolu à cette distinction dans l'ensemble de l'histoire du globe.

De plus, dans sont traité d'écologie marine et de paléocéologie, EMERY (1957) considère au contraire que les boues estuariennes sont caractérisées par un pH bas et une certaine pauvreté en oxygène. Si le pH estuarien est en moyenne un peu plus bas que le pH du milieu marin, la différence s'estompe si l'on considère le pH des boues, en ce qui concerne les régions que j'ai étudié ; en tout état de cause, le pH moyen des estuaires tropicaux peut difficilement être considéré comme bas.

(48).2.3. - Oxydation et réduction en milieu fluvio-marin.

La mesure du potentiel d'oxydo-réduction des sédiments péltiques en place dans les estuaires n'a pas été toujours sans difficultés, les chiffres obtenus n'étant réellement significatifs qu'à condition d'éviter toute pollution atmosphérique accidentelle.

En chacun des endroits étudiés, il convient de séparer totalement zones émergées et zones inondées, le contact de l'air atmosphérique faisant varier du tout au tout l'état d'oxydation du sédiment. J'aurai l'occasion de souligner dans le chapitre suivant que cette distinction perd une grande part de son intérêt dans certaines zones littorales peu profondes, isolées des grands courants d'apport continental, comme la baie d'Ambas au Cameroun occidental.

1) - Zones émergées.

Dans les zones estuariennes soumises à des alternances de submersion et d'émersion sous l'influence de la marée s'établit une circulation active d'eaux riches en oxygène dissous et le rH conserve des valeurs élevées, même à plusieurs décimètres de profondeur. Dans l'estuaire du Wouri, la moyenne des mesures de rH dans ces conditions est de 31 ; dans l'estuaire du Gabon (12 mesures seulement dans la mangrove de l'Ikoy), elle est de 29, mais j'ai noté localement un rH de 34. L'oxygénation du milieu est assurée par l'eau qui ruisselle en surface, mais aussi par celle qui s'infiltre le long du réseau des racines des palétuviers, réseau extrêmement dense et largement anastomosé dont la communication avec le milieu externe est assurée non seulement par la surface supérieure du sol, mais encore par toutes les parois encaissées des chenaux de marée, qui découvrent à basse mer.

Un résultat analogue a été signalé par BALTZER (1965) au cours de l'étude d'un marais calcaire de Nouvelle Calédonie.

L'oxydation du milieu émergé en mangrove ne s'accompagne jamais d'une acidification: le pH restent voisins de 8, ou parfois montent à 9 dans les zones très riches en matières organiques. BALTZER (1965) indique également des pH élevés dans les mêmes conditions, ainsi qu'HERVIEU (1966) dans les sols d'arrière-mangrove sursalés du Nord Ouest et de l'Ouest malgache.

Au-dessous du niveau moyen des eaux dans le complexe fluvio-maritime par contre, on rencontre des conditions de confinement plus caractérisées et les phénomènes de réduction se manifestent intensément, comme on le décrira tout à l'heure.

J'ai rencontré des rH plus faibles en zone de mangrove émergée dans le seul cas des côtes de Guinée. Dans les mangroves du Tabounsou, au Nord-Est de Conakry, on rencontre en effet une couche d'argile grise à concrétions calcaires centrées sur des fragments de racine de palétuviers ; l'enrichissement en calcaire des concrétions n'est pas très important, mais le rH dans la couche descend aux environs de 15, le pH montant à 9 ; GUILCHER (1954) a décrit des concrétions analogues dans le Rio Kapatchez et la couche à faible rH peut sans doute être considérée comme largement représentée sur les côtes guinéennes. Le carbonate disponible est beaucoup plus abondant dans cette région que dans la plupart des autres secteurs étudiés.

2) - Zones immergées.

Dans les zones immergées des complexes fluvio-marins seule la pellicule superficielle des sédiments pélitiques est marquée par un rH élevé ; encore celui-ci ne dépasse t-il que rarement la valeur de 25. A partir de quelques centimètres de profondeur, les conditions réductrices sont de règle en milieu pélitique ou en milieu à fraction pélitique dominante. Le rH descend jusqu'à des valeurs localement très basses, et en moyenne voisines de 6. J'ai mesuré plusieurs fois dans l'estuaire du Wouri des rH ne dépassant pas 3. Il n'est pas rare de voir apparaître de petits grains de pyrite dans ces zones fortement réduites; la limite d'apparition des sulfures est théoriquement de 11,6, et expérimentalement, on constate qu'elle diffère peu de rH = 12 (A. RIVIERE).

Dans les séries à granulométrie hétérogène, les conditions réductrices sont rarement réalisées de manière aussi stricte. Le rH remonte à 15 ou même 20 (Préflandrien du Wouri) sous l'influence des nappes souterraines dans lesquelles on constate souvent des vitesses d'écoulement assez rapides (vallée du Wouri) . La pyrite est oxydée et des sulfates ferreux du type de la Jarosite apparaissent. En même temps, le pH baisse d'une manière très brusque, atteignant presque constamment des valeurs inférieures à 3, caractéristiques de la présence d'acide sulfurique libre dans les sédiments. Les matières humiques sont mobilisées ou détruites, seule la lignine reste sur place : ce sont les conditions que j'ai décrites dans l'étude consacrée au Quaternaire du Wouri, et dont j'ai trouvé des

reflets dans les échantillons provenant de l'estuaire du Konkouré en Guinée (pH acides, oxydation de la pyrite en jarosite).

Les phénomènes de réoxydation secondaire profonde ne peuvent être en évidence que dans des séries traversées par des sondages, et supposant l'existence de phénomènes de sous-écoulement actif ; ils sont donc caractéristiques du milieu fluvio-maritime et ne peuvent qu'exceptionnellement se rencontrer dans le domaine littoral. Les sondages de la région de Maroantsetra ne m'ont effectivement pas montré de variation particulière du rH en profondeur, même au contact de la nappe salée.

Le milieu réducteur en mangrove immergée est le siège de nombreuses fermentations anaérobies, en particulier de fermentations sulfhydriques. Contrairement à ce qui se passe en zone tempérée, le fer n'est pas apporté en zone estuarienne tropicale sous forme de monosulfure hydraté (hydrotroïlite), mais sous forme d'oxyde, d'hydroxyde ou de complexesferro-humiques. L'origine du soufre ne peut donc être recherchée que dans les apports de matière organique, d'ailleurs extrêmement abondants, ou dans des phénomènes de réduction des sulfates de l'eau de mer par des sulfo-bactéries.

Le soufre disponible au sein de matières organiques dont l'origine est essentiellement végétale, comme le montre la valeur élevée du rapport C/N, ne constitue certainement pas une source assez abondante pour fournir la masse des sulfures présents ; par contre, des observations répétées m'ont permis de constater à plusieurs reprises (Guyane, Cameroun) que les eaux saumâtres ayant longtemps circulé en pleine mangrove se trouvaient fortement appauvries en sulfates solubles ; il arrive même que la réaction spécifique des sulfates au chlorure de baryum soit totalement négative dans des eaux manifestant par ailleurs une salinité encore assez importante : il y a donc bien fixation de soufre d'origine marine dans les mangroves, ce qui explique l'abondance des sulfures dans les horizons réduits des vases.

Dans la partie centrale des estuaires, le phénomène de fixation des sulfates est beaucoup moins prononcé, comme je l'ai indiqué dans les monographies consacrées au Cameroun et au Gabon.

Pour terminer, je signalerai que le rH des formations continentales est toujours assez élevé (supérieur à 27 en général) même lorsqu'elles se trouvent recouvertes par des formations estuariennes transgressives fortement réductrices (Quaternaire ancien I du Wouri). Cette remarque ne s'applique qu'à des formations suffisamment colmatées par de l'argile pour échapper au lessivage ultérieur par les solutions réductrices provenant des sédiments estuariens.

(48).3. - TURBIDITE ET MECANISME DES ENVASEMENTS.

Les mesures de turbidité sont à la base de toutes les hypothèses concernant les mouvements des matériaux en suspension dans les estuaires : plus le nombre de mesures est grand, mieux les phénomènes naturels ont des chances d'être correctement interprétés. La part des interpolations reste cependant élevée dans l'ensemble.

(48).3.1. - Turbidité.

Il existe toujours dans les estuaires une zone de turbidité maximum, que GLANGEAUD (1939) a décrite dans la Gironde sous le nom de "bouchon vaseux". Cette zone se déplace sous l'influence des courants de marée et sa position traduit à chaque instant l'antagonisme des forces marines et des forces liées au courant fluvial. En amont comme en aval, la turbidité diminue sensiblement, sans pour autant s'annuler totalement dans la plupart des cas.

Mesurée en un point fixe de l'estuaire au cours d'un cycle de marée, la distribution des charges solides apparaît comme extrêmement variable et liée à un certain nombre de paramètres :

1) - La turbidité varie beaucoup en fonction de la profondeur de prise de l'échantillon, mais d'une manière très irrégulière. La turbidité de surface augmente tout d'abord très peu avec la profondeur, restant d'un ordre de grandeur constant jusqu'à une distance du fond qui varie avec l'agitation. Progressivement, à partir de cette profondeur, la turbidité croît rapidement jusqu'à atteindre des valeurs très élevées au voisinage immédiat du fond. Il n'y a pas de limite nette entre les eaux peu turbides de la surface et les eaux très turbides du fond ; il n'y a pas non plus de limite tranchée entre les eaux à très forte turbidité qui tapissent les abords immédiats du fond et les vases très liquides qui constituent les premières couches sédimentaires. Les échanges sont constants d'une zone à l'autre et la répartition des turbidités suivant la verticale est fonction de la turbulence à un instant donné. Les hydrauliciens ont pris l'habitude de nommer "couche crème" la zone limite entre fond immobile et eaux très turbides qui les surmontent. La couche crème est une zone d'échanges constants entre stock vaseux déposé et stock mobile ; c'est aussi une zone de turbulence réduite où prédominent les écoulements laminaires, elle peut à tout instant se transformer en une zone d'atterrissement préférentiel, lors des étales par exemple. Cette idée d'une zone d'échanges constants dans les estuaires a été formulée pour la première fois par A. RIVIERE dans son étude du Lay (1947).

Faute de pouvoir faire en un instant donné un nombre de prélèvements suffisants sur une même verticale, la répartition exacte des turbidités avec la profondeur n'est pas exactement connue. L'expérience m'a montré que l'on pouvait admettre en première approximation que la zone profonde à forte turbidité correspondait à peu près au dixième de la hauteur d'eau totale ; elle a été caractérisée dans les études précédentes par un prélèvement effectué à 1 m.

au-dessus du fond déterminé par sondage au plomb, c'est-à-dire du fond relativement stable situé sous la couche-crème. Les eaux superficielles peuvent être caractérisées par deux prélèvements effectués à mi-profondeur et à 1 m. au-dessous de la surface des eaux. La turbidité de ces deux prélèvements est en général très voisine et leur moyenne peut être considérée comme significative de la turbidité dans les neuf premiers dixièmes de la tranche d'eau étudiée.

Une vérification expérimentale des approximations précédentes a pu être effectuée dans la zone portuaire de Conakry, à l'aide d'un certain nombre de prises fixes mouillées au-dessus du fond, comme il a été expliqué dans la première partie du mémoire. La couche-crème est extrêmement riche en matières solides, mais elle a une hauteur très limitée et n'est sujette qu'à des déplacements plus réduits que les tranches d'eau supérieures.

Dans l'ensemble, les turbidités citées dans les études qui précèdent sont relativement basses par rapport aux charges solides indiquées par de nombreux auteurs; en particulier, des charges supérieures à 1 gramme par litre sont exceptionnelles sauf au voisinage immédiat du fond, et même dans des zones à très forte sédimentation comme l'estuaire de la Betsiboka; on est loin des 60 g/litre signalées par GLANGEAUD (1939) dans certains cas exceptionnels pour l'estuaire de la Gironde. On est loin des turbidités record des fleuves asiatiques (80 g/l. pour la rivière de Saïgon, 500 g/l. pour le Hoang-Ho); il semble que les transits de matériaux en suspension soient relativement réduits dans les zones étudiées. L'énorme volume des eaux brassées par les fleuves tropicaux n'en amène pas moins les estuaires à être le lieu d'échanges de matières considérables. Il suffit pour s'en persuader de comparer la turbidité de la basse Amazone devant Macapa (0,01 g/l.) et l'énorme masse de sédiments accumulée devant les côtes Guyanaises par le courant nord-équatorial.

La loi de variation de la turbidité avec la profondeur établie précédemment peut également paraître étonnante si on la compare par exemple aux mesures de GLANGEAUD (1939); en effet, la turbidité en surface a une variation calquée sur la turbidité en profondeur, passant par un maximum en même temps que celle-ci au début du flot. Les turbidités enregistrées en surface dépassent parfois cinq grammes par litre, ce qui serait inconcevable dans l'ensemble du domaine que j'ai étudié.

2) - Variation avec le cycle de marée.

La turbidité ne varie pas aussi régulièrement que la salinité au cours du cycle de la marée; dans certains cas (marées de faible amplitude associées avec une turbulence réduite, apports fluviaux réduits ou tout au moins réguliers), un schéma général se dégage en fonction de la vitesse des courants de marée. On observe en effet que la turbidité est maximum à mi-flot et à mi-jusant, et passe pour des minimums aux étales. Mais des perturbations locales troublent fréquemment cette distribution idéale; les courbes de variation de turbidité établies au cours des études précédentes montrent plus souvent un comportement anarchique

de cette grandeur en fonction du déroulement de la marée mécanique. Une meilleure corrélation est visible si l'on compare les données de la marée de salinité et de la turbidité, ce qui montre que c'est plutôt le mélange des masses d'eaux dans l'estuaire qui est responsable de la remise en suspension des sédiments, plutôt que le simple effet de la vitesse des courants de marée ; ceux-ci restent faibles en morte eau dans quelques cas, ce qui n'empêche nullement l'existence d'une turbidité notable.

Le type de variation de turbidité observé dans les estuaires tropicaux se rapproche donc de celui décrit par GLANGEAUD (1959) en ce qui concerne le mécanisme de la remise en suspension, mais sans aboutir jamais à la remobilisation de masses énormes comme celles qui semblent transiter dans la Gironde ; le contact entre le flot montant et celui qui achève de descendre avec le jusant est plus progressif et moins violent. Une telle différence de comportement se relie au fait que les estuaires étudiés ont tous un volume oscillant extrêmement important par rapport au débit fluvial, et que leur section est à la fois importante et régulièrement décroissante de l'aval vers l'amont (Wouri, Gabon, Betsiboka en dehors de la zone deltaïque, Approuague, rivière de Cayenne). Dans le cas d'un estuaire plus étroit comme celui du Mahury (Guyane), les irrégularités du régime de la turbidité augmentent immédiatement.

3) - Variation avec l'amplitude de la marée.

L'augmentation générale de la turbulence estuarienne en fonction de l'amplitude de la marée constitue en tous les points étudiés un facteur primordial de variation de la turbidité ; dans un estuaire donné, il n'est pas rare de voir passer de 1 à 10 la valeur moyenne de la turbidité entre une marée de morte eau et une marée de vive eau (rivière de Cayenne). Le phénomène est d'autant plus sensible que la différence est plus grande entre les coefficients des marées comparées. L'ampleur de la variation est également liée aux différences existant dans les topographies sous-marines des zones inondables, c'est à dire finalement à l'augmentation réelle du volume oscillant de l'estuaire pour une différence de niveau donnée. Les estuaires tropicaux, bordés d'immenses étendues de mangrove, peuvent emmagasiner des volumes d'eau très importants au cours des fortes marées ; l'augmentation générale de turbidité qu'on serait en droit d'attendre du phénomène se trouve cependant réduite du fait que les vitesses d'écoulement en mangrove sont faibles par rapport à celles que l'on observe sur les slikkes nues. La mangrove joue le rôle d'une véritable éponge, suivant une expression de H. MILLIERE, et constitue de ce fait une zone d'atterrissement lors des pleines mers de vive eau.

Sauf peut-être dans le cas de la Betsiboka, et par suite de l'importance particulière à Madagascar du facteur saisonnier, on constate que la plus grande partie des transports en suspension dans les estuaires s'effectue au cours des marées de vive-eau. Le calcul du bilan solide des marées permet d'ailleurs (Wouri, Gabon) de préciser quantitativement la portée des observations précédentes.

4) - Variation en fonction de la saison.

Le facteur saisonnier est d'autant plus important en ce qui concerne la turbidité estuarienne que l'alternance entre saison sèche et saison humide est elle-même plus tranchée. Il n'existe pas de différence fondamentale entre les phénomènes de transport en saison humide et en saison sèche à Douala ou à Cayenne ; par contre les crues fluviales constituent un facteur dominant de variation de la turbidité estuarienne en baie de Bombetoka ou dans l'estuaire du Konkouré en Guinée (BERTHOIS, 1963, a étudié l'estuaire au cours de la seule période d'étiage; les données qu'il apporte sont assez différentes des observations que j'ai pu faire au cours de l'hivernage 1956).

C'est évidemment en période de crue que les fleuves dont le bassin versant est soumis à une alternance saisonnière marquée contribuent au maximum à la turbidité dans leur estuaire ; j'ai cité des turbidités supérieures à 1 g/l en amont de la baie de Bombetoka au cours de la crue de 1956. Ces sédiments fluviaux sont rapidement floculés par l'eau salée et sont dès lors soumis aux mêmes lois dynamiques que ceux qui constituent l'essentiel du bouchon vaseux de l'estuaire. En particulier, ils ne se déposent que dans des zones d'atterrissement préférentiel, lorsque la turbulence diminue sous l'effet de l'augmentation de la profondeur (fosse de Katsepe en baie de Bombetoka), de l'augmentation de la section de l'estuaire (bouches du Cameroun), ou à l'abri de promontoires (Boanamary) et d'ouvrages portuaires (Port de pêche de Douala, darse bananière de Conakry, Port Schneider à Majunga, etc....). En période de crue, le niveau général des eaux se trouve également relevé dans la zone amont des estuaires, entraînant une inondation quasi-permanente des mangroves, transformées elles aussi ipso facto en zones de colmatage.

(48).3.2. - Bilans de marée.

L'association des mesures de débit liquide dans l'estuaire, tirées des vitesses de courant, et des mesures de turbidité permet de dresser pour les marées étudiées complètement un bilan des transports solides en suspension, suivant les méthodes indiquées précédemment.

L'extrapolation des résultats expérimentaux concernant une ou plusieurs marées à l'ensemble d'une saison puis à l'ensemble de l'année permet finalement de chiffrer (au moins en tant qu'ordre de grandeur) d'une part le volume solide oscillant, qui peut atteindre plusieurs milliers de mètres cubes (Gabon), et d'autre part l'importance des apports fluviaux. Dans le Wouri, les apports annuels du fleuve à l'estuaire ont ainsi été estimés à 6,5 millions de mètres cubes de matériau de densité 1,15 : cette masse nouvelle s'ajoute à l'ensemble de la masse oscillante du bouchon vaseux de l'estuaire et contribue à la sédimentation générale dans les bouchons du Cameroun. La comparaison entre l'apport fluvial nouveau et le volume solide oscillant au cours d'un cycle de marée prouve d'ailleurs mieux qu'une longue démonstration que la sédimentation estuarienne fine s'effectue sous l'influence de facteurs propres à l'estuaire. Le

stock vaseux disponible est repris continuellement et longuement brassé avant le dépôt définitif du sédiment. C'est pourquoi d'ailleurs la sédimentation estuarienne conserve les mêmes caractères et peut-être décrite dans son mécanisme par les mêmes termes, que l'origine primitive de la vase soit marine, comme sur les côtes de Guyane, continentale comme à Madagascar, ou mixte, comme sur les côtes du golfe de Guinée.

Dans le cas des estuaires où la sédimentation est à caractère mixte, comme celui du Wouri, l'étude hydrologique des cycles de marée significatifs et la détermination du bilan général des mouvements de l'estuaire permettent de déceler et de mesurer approximativement les apports fluviaux, sans qu'il soit nécessaire de mettre en oeuvre une campagne de mesure des débits et des turbidités sur le fleuve en amont de la zone estuarienne. L'économie de temps et d'argent réalisée justifie à elle seule largement le développement de la méthode.

(48).3.3. - Mécanisme des transports en suspension et des dépôts.

Contrairement aux sables, les éléments pélitiques sont transportés à l'état de particules en suspension et sont donc susceptibles d'effectuer rapidement d'assez longs trajets en fonction des courants de marée et d'envahir les coins les plus reculés de l'estuaire. C'est d'ailleurs de ce colmatage progressif des zones de moindre courant et de la conquête ultérieure par la végétation halophile des surfaces découvrantes qu'est née l'immense forêt de mangrove dont l'extension, en arrière des cordons littoraux sableux, se chiffre en milliers d'hectares dans tous les pays intertropicaux.

J'ai montré précédemment que le phénomène de floculation des apports fluviaux au contact des eaux marines est une réalité constante, même lorsque l'apport d'eau de mer est dilué au sein d'eaux douces dans la plus grande partie de l'estuaire. Les suspensions argileuses qui circulent en zone estuarienne sont donc toujours des suspensions floculées et leur dépôt rapide sous la forme d'agrégats de faible densité, retenant de grandes quantités d'eau dans les mailles du gel, tend à se faire automatiquement sous l'action des forces de gravité, pour autant toutefois qu'une agitation de quelque origine que ce soit ne vienne pas entraver le processus de dépôt en dispersant les agrégats déjà formés.

Dans ces conditions, comme j'ai eu constamment l'occasion de le souligner, toutes les zones où l'agitation diminue peuvent devenir des zones d'atterrissement préférentiel : zones de mangrove inondées à pleine mer, bancs et hauts fonds, chenaux "morts" abandonnés par le lit du courant, souilles naturelles ou draguées, bassins portuaires.

Les vases apportées de la zone continentale par les eaux fluviales se trouvent au contraire le plus souvent à l'état dispersé en raison de l'absence d'ions floculants, de la présence de fortes quantités d'acides humiques et du pH acide du milieu (Wouri, Betsiboka, rivières de la région de Kompong-Som).

Même dans les zones de calme, ces éléments pélitiques continentaux tendent relativement peu à se déposer et ne forment des accumulations **notables** que dans des sites exceptionnels (marais, étangs).

1) - Structure hydrologique des estuaires.

L'étude hydrologique des estuaires montre que la salinité commence à devenir notable dans une zone dont la position est variable en fonction de la saison : dans l'estuaire du Wouri, elle est située par exemple en aval du Pool, pendant la saison pluvieuse qui est évidemment celle correspondant à la plus grande masse des apports continentaux. La zone de floculation des vases se situe effectivement dans le secteur pool-chenal aval, comme je l'ai montré dans la seconde partie, une faible concentration en ions divalents suffisant à assurer l'intégralité du phénomène de floculation.

Il se constitue dans cette zone de floculation un dépôt de sédiments fins, d'ailleurs mélangés sur le fond avec des éléments plus grossiers transportés par roulement et saltation ; la vitesse d'accumulation n'est limitée que par la dispersion qu'assure à partir de cette zone centrale le jeu des courants de marée. L'agitation superficielle, notamment sous la forme des clapots dus au vent, intervient pour faciliter la reprise du matériel en homogénéisant plus ou moins la suspension.

L'étude des turbidités a montré que l'on pouvait distinguer dans la tranche d'eau deux zones de transport d'importance inégale :

1) - une zone superficielle, correspondant aux neuf premiers dixièmes de la tranche d'eau, caractérisée par l'existence d'une suspension diluée à turbidité faible, où les agrégats sont mal formés par suite de la dispersion trop grande des particules élémentaires, et ce quelle que soit la valeur de la salinité. Les transports dans cette zone ne sont nullement négligeables malgré la faible charge solide des eaux, en raison du volume des masses en mouvement.

2) - une zone profonde, au voisinage du fond, où la turbidité est beaucoup plus forte et rapidement croissante, mais où les courants ont une vitesse plus réduite, ce qui diminue d'autant les débits solides. Les mesures faites en particulier dans l'estuaire du Wouri ont montré qu'au moins en certains cas les vitesses au voisinage du fond ne s'annulent guère plus longtemps qu'en surface autour des étales, ce qui paraît ôter son caractère général à la théorie de l'équilibre fluvio-océanique de BERTHOIS (1958), comme nous le discuterons plus tard ((48).3.5.).

Vers le haut, la turbidité de la zone profonde définie par sa valeur à 1 m. au-dessus du fond décroît très rapidement et l'on passe sans solution de continuité, mais par l'intermédiaire d'une zone de transition peu épaisse où la turbidité est rapidement variable, à la zone superficielle des suspensions diluées.

Vers le bas, la zone profonde passe, également sans solution de continuité, aux vases déposées sur le fond et les échanges de matière sont constants entre zone turbide et fond stable. L'importance de la zone turbide dépend uniquement des conditions locales d'agitation qui remettent les matériaux en suspension.

Les masses d'eau turbide ainsi structurées dans la zone de floculation des vases (Pool-chenal aval dans le cas du Wouri) sont entraînées de part et d'autre par les courants de marée.

Dans le cas des estuaires à très fort débit solide continental, comme la Betsiboka, les phénomènes peuvent être décrits suivant le même processus. Cependant, la séparation entre la phase péltique transportée en suspension et les éléments tractés sur le fond - (notamment les éléments de la classe des silts) ne se fait que dans les parties les plus aval du complexe fluvio-marin. L'importance des silts, que l'on retrouve en grandes quantités au voisinage de Majunga, laisse présager la dominance des suspensions très chargées en matières solides qui viennent colmater la rade au cours des périodes de crue. Une faible partie du matériel floculé dans l'estuaire de la Betsiboka se trouve remis en suspension sous l'influence de l'agitation et des courants de marée, contrairement à ce qui se passe dans un estuaire où les charges solides sont moins fortes, comme celui du Wouri ou celui du Gabon. La sédimentation directe par excès de charge existe dans la Betsiboka conjointement au processus plus lent de reprise qui caractérise les autres zones estuariennes.

Lorsque les apports solides proviennent du milieu marin littoral lui-même, comme c'est le cas sur les côtes guyanaises, le phénomène de floculation n'intervient pas dans la zone estuarienne, tout le matériel apporté par le flot dans les estuaires étant déjà totalement floculé et se répandant sous cette forme jusqu'en amont des estuaires. La défloculation sous l'influence du lessivage des eaux douces est exceptionnelle et n'a été observée que sur l'Approuague, en amont de Régina.

On observe cependant dans ces estuaires une zone de plus fortes concentrations des turbidités, analogue au bouchon vaseux précédemment décrit et correspondant à la zone de turbulence maximum où se rencontrent les eaux descendant le cours de la rivière avec le jusant et celles que la mer apporte avec le flot suivant. Dans les estuaires guyanais l'extension vers l'amont des zones de turbidité est cependant strictement limitée à l'aire de pénétration des eaux salines, puisque les apports continentaux sont négligeables. L'équilibre de ces complexes à apport marin est comparable par certains côtés avec celui que l'on peut décrire en saison sèche pour un estuaire à apport saisonnier comme le Konkouré.

2) - Déplacements des eaux turbides.

Sous l'action des courants, le bouchon vaseux va se déplacer rapidement:

Vers l'amont, le flot entraîne les particules en suspension jusqu'à la limite de pénétration de la marée dans l'estuaire, repoussant devant lui les

eaux fluviales; cette limite ne coïncide ni avec la limite de pénétration de la marée de salinité, ni avec la limite à laquelle cesse de se faire sentir l'onde mécanique : elle se confondrait avec la limite de la marée saline si les apports d'eau douce ne diluaient pas entièrement les eaux de l'estuaire en saison des pluies. Dans l'estuaire du Wouri, cette limite se situe à 15 km. environ en amont de Douala, en saison humide, alors que la marée de salinité ne se fait sentir qu'en aval de la ville et que l'onde mécanique est sensible jusqu'à Yabassi.

D'une manière générale, au delà de la zone de floculation, le mouvement de l'eau au cours du flot se poursuit au-dessus de fonds non vaseux ou faiblement vaseux et la zone profonde très turbide s'entretient de plus en plus difficilement. Elle finit par perdre son individualité en se mélangeant à la zone superficielle qu'elle enrichit considérablement et en abandonnant des particules sur le fond dans les parties de l'estuaire les plus larges. C'est finalement une masse d'eau turbide non structurée qui va atteindre la portion amont de l'estuaire au moment de l'étale de pleine mer.

Le dépôt des agrégats commence immédiatement mais est vite interrompu par l'établissement des courants de jusant. La plupart des particules déposées sur les fonds sont reprises et renvoyées vers leur zone originelle. La masse d'eau turbide du jusant se charge progressivement vers le bas, réalisant une nouvelle structure verticale analogue à la première jusqu'au nettoyage du fond, qui est achevé par les eaux fluviales elles-mêmes. Seuls les agrégats déposés près des berges et dans quelques souilles abritées peuvent rester en place dans les zones d'amont et y contribuer à la sédimentation vaseuse ; ces vases des berges peuvent être reprises par le fleuve lui-même lors des crues, mais on sait que les forces nécessaires à l'érosion d'un banc vaseux consolidé sont bien plus importantes que pour un banc sableux, en raison de la cohésion du matériel déjà déposé.

L'identité des caractères minéralogiques définissant les vases des berges d'amont et les vases du bouchon vaseux constitue une preuve irréfutable de l'origine estuarienne (et non fluviale) de ces vases. Leur granulométrie est également de caractère hyperbolique, traduisant une évolution poussée d'aval en amont et un dépôt par décantation.

Vers l'aval, les courants de jusant entraînent également des masses d'eau turbide structurées comme précédemment. Mais l'étalement progressif des eaux dans des sections de plus en plus larges de l'estuaire amène une réduction de la vitesse des courants. Le dépôt des vases n'est plus empêché que par l'agitation due à la houle ou aux clapots de vent, agitation d'autant plus importante que l'on s'approche de la mer libre et que la profondeur reste faible.

Sables fins micacés et pélites s'associent pour constituer des dépôts de sables vaseux, plus ou moins riches en éléments fins suivant l'importance de l'agitation.

Les sédiments demeurant en suspension continuent au cours du jusan à descendre vers la mer libre et le plateau continental ; une fraction de ces éléments finit par sortir du complexe estuarien et atteindre des fonds de plus grande profondeur. L'affaiblissement progressif de l'agitation au voisinage du fond permet l'établissement d'une nouvelle zone de dépôt largement étalée. On y retrouve l'apport commun de tous les estuaires d'une région déterminée, plutôt que la trace de sédiments particuliers. Toutefois, sur des plateaux continentaux peu chargés en éléments fins comme celui de la côte Nord Ouest de Madagascar, l'étalement des apports propres à chaque fleuve reste facilement reconnaissable, et recouvre les sédiments littoraux plus anciens.

Les phénomènes de dépôt précédents n'intéressent que les masses d'eau les plus proches du fond. Les agrégats restant en suspension sont repris au flot et pénètrent à nouveau dans la partie aval du complexe estuarien lors de la marée suivante. La divergence des courants de flot en direction des diverses branches du complexe estuarien contribue à la dispersion de la plus grande part du matériel entraîné vers l'aval lors de la marée précédente; celui-ci se retrouve aussi bien dans une branche du complexe que dans une autre, comme on l'a montré en détail lors de l'étude des bouches du Cameroun. Cette dispersion explique l'étonnante homogénéité du stock vaseux que l'on rencontre à l'intérieur d'un même complexe estuarien, même lorsque celui-ci est alimenté par plusieurs fleuves différents.

La granulométrie permet également de vérifier le mode de dépôt des sédiments pélitiques dans la partie proximale du plateau continental : c'est encore un phénomène de décantation en eau calme qui intervient et le faciès hyperbolique est de règle.

3) - Répartition des dépôts pélitiques dans les estuaires.

La répétition biquotidienne des phénomènes décrits ci-dessus aboutit à une répartition des dépôts pélitiques dans les estuaires en trois types de gisements bien différenciés :

a) - Dans la zone de floculation des vases, l'accumulation de matériel pélitique aboutit à la formation de placages sur les fonds dans la partie centrale de l'estuaire. Ces placages sont formés de vases fluides déposées par excès de charge, dont le faciès granulométrique est logarithmique, ou même encore légèrement parabolique. La reprise des matériaux est constante, la consolidation n'intervient que lentement. Le gisement est limité vers l'aval par une zone de silts micacés et vers l'amont par l'affleurement des bancs sableux dans les chenaux.

b) - En amont, les vases ne se déposent que le long des rives, le centre de l'estuaire n'étant plus occupé que par des sédiments sableux transportés par saltation ou roulement. Plus on va vers l'amont de l'estuaire, plus l'aire d'extension des vases de berges diminue, pour ne plus se limiter finalement qu'aux zones découvrantes. Le faciès granulométrique de ces vases

d'amont est de caractère logarithmique ou même le plus souvent légèrement hyperbolique. On peut rapprocher des vases de berges, qui forment des bancs relativement consolidés, tous les atterrissements des mangroves, constitués au voisinage des pleines mers par le même processus. Les vases de mangrove sont plus fréquemment hyperboliques que les vases des berges, mais l'indice d'évolution ne paraît pas dépasser $-1,3$. En raison de leur position topographique élevée par rapport à l'ensemble de l'estuaire, ces vases sont érodées au jusant dans les chenaux de marée qui pénètrent la forêt, et sont partiellement recyclées. Le recyclage intervient cependant dans une moindre mesure que pour les vases de la partie centrale de l'estuaire.

c) - En aval du complexe estuarien, on rencontre d'autres dépôts de vase liés à la décantation des eaux profondes en fin de jusant ; le faciès granulométrique est encore hyperbolique, mais les accumulations sont plus régulièrement constituées qu'en amont. Formées en milieu marin franc et non découvrant, elles ne subissent des reprises qu'au cours des périodes d'agitation exceptionnelle. Ces éléments pélitiques de l'aval ont un gisement séparé de celui du centre de l'estuaire par une zone de sable fin micacé et de sable vaseux. Le fait que la granulométrie de ces vases soit de type hyperbolique mérite d'être souligné, car il montre bien que les particules sont disjointes au cours du transport. Si les flocons étaient transportés, il n'y aurait pas évolution granulométrique vers le large.

L'estuaire du Wouri et le complexe des bouches du Cameroun constituent un exemple schématique de la répartition précédente. L'estuaire du Gabon peut-être décrit dans les mêmes termes, mais la très grande taille de l'ensemble ne m'a permis de vérifier la répartition des sédiments que dans la seule partie aval de l'estuaire: c'est dans la région de Kango, à plus de 100 km. de Libreville, que l'on doit rechercher les témoins des phénomènes caractéristiques de la zone amont.

Dans la Betsiboka enfin, la répartition des sédiments en zones distinctes est un peu perturbée par suite de l'extrême abondance des apports fluviaux. On peut cependant bien distinguer les sédiments hyperboliques de la zone deltaïque et des lagunes (Mahabibo), les silts argileux de la baie de Bombetoka et les sédiments fins étalés sur le plateau continental entre Majunga et le banc du Narcissus, où ils fossilisent des formations coralliennes récentes.

4) - Caractères particuliers aux estuaires à alimentation purement marine.

Dans le cas des estuaires dont l'apport pélitique est d'origine uniquement océanique, comme c'est le cas de l'ensemble des fleuves guyanais étudiés dans la 12ème partie le schéma précédemment décrit n'est applicable que moyennant certaines corrections.

Comme je l'ai souligné, les phénomènes de floculation n'interviennent pas ici et la zone de turbidité estuarienne n'est entretenue à partir des apports littoraux que par la seule turbulence, comme sur les estrans vaseux voisins.

La vase ne peut cheminer vers l'amont des estuaires qu'autant qu'elle est portée par des masses d'eau salines, ce qui n'empêche pas d'observer des gisements de berges sur l'Approuague en amont de Regina et sur le Mahury à 50 km. de l'embouchure.

L'étude granulométrique des sédiments fins montre cependant une évolution régulière du faciès parabolique, caractéristique de l'ensemble du littoral, au faciès logarithmique, lequel n'est d'ailleurs parfaitement réalisé que tout à fait en amont de l'estuaire du Mahury (MIGNIOT et BELLESORT, 1966). Mais la tendance évolutive est nette même dans des cours d'eau plus petits comme la rivière de Cayenne (MILLIERE et LAFOND, 1954). Les faciès hyperboliques sont très rares, au contraire du Wouri et du Gabon, et ne s'observent que dans les zones de mangrove très isolées (Tour de l'Ile). On peut dire finalement que l'évolution propre aux alternances de courant estuariennes est ici masquée par le fait que les apports sédimentaires sont dûs au grand courant équatorial et au courant lié à l'obliquité des houles atlantiques par rapport au rivage.

(48).3.4. - L'équilibre des sédiments sableux dans les estuaires.

Transportés au voisinage du fond grâce à la vélocité des courants fluviaux, les sédiments sableux sont assez brusquement stoppés lorsqu'ils pénètrent dans l'estuaire. Les chenaux dans la partie amont s'encombrent de tous les matériaux apportés par la rivière et finissent par se diviser en isolant des bancs, dont certains peuvent être découvrants. Si l'apport fluvial est abondant, une structure deltaïque apparaît dans la partie amont du complexe fluvio-marin. C'est ce qu'on observe dans la partie Sud de la baie de Bombetoka, où d'ailleurs les sédiments fins participent très activement à la constitution des accumulations. C'est ce qu'on observe également dans une moindre mesure dans toute la partie amont de l'estuaire du Wouri, au delà du pont de Bonabéri.

Plus on va vers l'aval de l'estuaire, plus le gisement des sables déposés au fond de l'estuaire va en se rétrécissant. Ces sédiments finissent par ne plus occuper que la partie centrale du chenal, avant de disparaître sous les vases de la zone centrale de l'estuaire. La position de la limite entre sables et vases n'est pas fixe, mais résulte de l'antagonisme régnant à chaque instant entre la force du courant fluvial et la vitesse d'accumulation des sédiments en suspension. En période de crue, la vase est déblayée plus en aval et seuls les sables restent au fond de l'estuaire ; en saison sèche au contraire, les vases recouvrent une partie des sables acheminés antérieurement tandis que plus en amont les formations sableuses se mettent en équilibre avec l'alternance des courants de marée. La forme la plus nette de cet équilibre de saison sèche est offerte par les "ridens" du chenal amont du Wouri, qui apparaissent au début de la saison sèche, mais ne se forment pas durant la saison des pluies.

Il serait inexact de considérer que le mouvement des sables en direction de l'aval de l'estuaire cesse lorsque les vases se déposent dans le chenal ; les minéraux lourds du stock sableux fin micacé, en aval de la zone du bouchon vaseux, sont en effet les mêmes que ceux des sables de la partie amont de l'estuaire, indiquant l'origine fluviale du stock aval. La dispersion vers l'aval

de dépôts de dragage, observé dans la partie aval du chenal de navigation du Wouri, montre également que les mouvements sableux se poursuivent à travers la zone centrale vaseuse. La granulométrie et les levés hydrographiques répétés permettent de suivre facilement le trajet des sables dans un estuaire, comme cela a été fait pour l'estuaire du Wouri (§ 10.1.). Il est remarquable de constater que les sables vaseux n'existent en quantité notable que dans la partie aval de l'estuaire, au delà de la zone de turbidité maximum. Ailleurs, ils ne résultent que du mélange accidentel de sédiments dont le mode de dépôt n'a que peu de rapports.

L'étude des minéraux lourds a également montré que les sables des plages et cordons littoraux d'une part, et les sables des rivières guyanaises d'autre part, dériveraient du même ensemble, c'est à dire que les accumulations d'estran provenaient de l'évolution ultérieure de sables fluviatiles amenés au domaine littoral malgré l'antagonisme des courants de marée. On observe donc sur les côtes Guyanaises une évolution assez paradoxale, les sédiments pélitiques d'origine marine envahissant les estuaires jusque dans les zones les plus reculées, mais la sédimentation sableuse littorale étant fournie, au moins sporadiquement, lors des crues exceptionnelles de grands fleuves comme le Mahury, par des apports locaux. On ne saurait mieux souligner que par cet exemple que les lois qui président aux accumulations sableuses et aux accumulations pélitiques dans les estuaires sont fondamentalement différentes.

(48).3.5. - La théorie de l'équilibre fluvio-océanique et la sédimentation estuarienne.

GLANGEAUD (1939) puis FRANCIS-BOEUF (1947) ont indiqué les grandes lignes du mécanisme de la sédimentation dans les estuaires. Plus récemment, BERTHOIS (1958) à la suite de nombreuses campagnes hydrologiques dans l'estuaire de la Loire, a cru pouvoir préciser et généraliser les phénomènes observés dans ce fleuve sous la forme d'une théorie générale de l'équilibre estuarien. Cet auteur a remarqué en effet qu'il existait en période de jusan une lentille d'eau immobile au voisinage du fond ; la présence de cette lentille favorise la sédimentation fine et interdit le transit sableux par roulement sur le fond, en aval de la zone où elle s'étend.

Au cours d'une étude consacrée au Konkouré en période d'étiage (1963), le même auteur démontre encore l'existence d'une lentille immobile dans la partie amont de l'estuaire du fleuve, au Sud et par le travers d'Ouassou. En étiage, les sédiments sableux ne descendent donc pas au delà de Ouassou et les accumulations vaseuses doivent être dominantes en aval de cette localité. En 1965, BERTHOIS et CROSNIER expliquent dans les mêmes termes l'équilibre en période d'étiage de l'estuaire de la Betsiboka. En 1964 puis en 1966, BERTHOIS et HOORELBECK décrivent l'équilibre de quelques estuaires guyanais, en particulier de la rivière de Cayenne et du Mahury. Là encore, en saison sèche, ils retrouvent la lentille immobile qui stoppe au jusan la progression des sédiments sableux. Dans chaque publication, les auteurs soulignent d'ailleurs le caractère absolument universel de leurs observations.

Disposant de nombreuses mesures de vitesses de courant dans l'estuaire du Wouri pour les saisons de 1962 et 1963, j'ai examiné les résultats publiés à l'issue de la mission S.O.G.E.T. pour l'étude des chenaux de navigation du port de Douala (MARTIN et LAFOND, 1963 b). Les tableaux de vitesses de courant enregistrées dans les trois sections S, T et U définies dans la partie du mémoire consacrée au Wouri (§ 9.1.) permettent les conclusions suivantes :

1) - Au cours de la saison des pluies, on observe que par le travers de la section S (chenal amont), la vitesse des courants de marée au-dessus du fond n'est qu'exceptionnellement nulle en dehors des étales ; ces valeurs nulles sont isolées. Par le travers de la section T (pool), les périodes de courant nul sont systématiquement prolongées au fond par rapport à la surface ; cependant, elles ne dépassent jamais une heure. Le reste du temps, la vitesse au fond est à peu près les deux tiers de la vitesse près de la surface. Par le travers de la section U (chenal aval), les observations sont analogues, quoique la durée des étales au fond puisse atteindre deux heures. En dehors de ces périodes, la vitesse au fond est toujours de l'ordre des deux tiers de la vitesse en surface.

2) - Au cours de la saison sèche, les observations en S donnent les mêmes résultats qu'en saison des pluies. Il y a de nombreuses inversions de renverse, le courant étant nul en surface mais restant sensible au fond. En section T, très peu de valeurs de courant nul, mais le courant de fond est souvent très ralenti, tombant au cinquième de la valeur du courant en surface. En dehors de ces périodes assez courtes, le courant de fond reste égal à peu près aux deux tiers du courant de surface. En section U, les étales sont un peu prolongées vers le fond ; la vitesse du courant au fond peut tomber à la moitié de la vitesse en surface, mais reste le plus souvent de l'ordre des deux tiers de celle-ci.

En résumé, ni en saison sèche ni en saison des pluies, ni en amont ni en aval, ni au flot ni au jusant, il ne paraît exister dans l'estuaire du Wouri de lentille d'eau immobile au voisinage du fond, jouant le rôle de zone d'équilibre fluvio-océanique indiqué par BERTHOIS. L'équilibre sédimentaire dans l'estuaire du Wouri est régi par d'autres phénomènes que celui de la lentille immobile, et la description de ces phénomènes a trouvé place dans les pages précédentes.

La lentille immobile dans les estuaires n'existe donc pas de manière générale ; c'est d'ailleurs ce que BERTHOIS et CROSNIER (1965) puis BERTHOIS et HOORELBECK (1966) admettent de manière implicite en ce qui concerne les estuaires tropicaux qu'ils ont étudiés, puisqu'ils limitent leur analyse aux périodes d'étiage, et considèrent que la limite d'équilibre fluvio-océanique est reportée en saison des pluies à l'extérieur du domaine estuarien. Elle se situerait sur le plateau continental malgache en période de crue, en dehors donc de la baie de Bombetoka. Elle se situerait en baie de Sangarea devant les bouches du Konkouré ; elle migrerait enfin du niveau du Dégrad des Cannes vers l'extérieur du Mahury lorsque vient la période de crue.

Il est très possible qu'une lentille immobile existe en aval de l'estuaire du Wouri, mais il est certain que sa présence ou son absence au fond des bouches du Cameroun ne peut régir les phénomènes d'équilibre dans l'estuaire, quelle que soit la saison considérée.

Quand on sait que l'essentiel des transports sédimentaires s'effectue en zone intertropicale pendant la seule saison des pluies, comme le montrent à la fois l'expérience acquise dans les travaux d'aménagement portuaire et les mesures de turbidité, on ne peut non plus sérieusement prétendre à expliquer l'équilibre estuarien et le mécanisme des dépôts par la seule considération de phénomènes dynamiques qui restent justement étrangers au domaine étudié pendant la période la plus intéressante.

L'envasement du Mahury à partir d'éléments dont l'origine marine, de tout temps affirmée, morphologiquement (CHOUBERT, 1949) puis minéralogiquement (LAFOND, 1954) démontrée, ne saurait faire de doute, montre d'ailleurs bien à quel point une zone estuarienne peut être le siège d'échanges de grande envergure. Le colmatage du port de Majunga et de la baie de Bombetoka, qui représente une catastrophe à l'échelle régionale, se produit en période de crue pour l'essentiel et ne doit donc rien à l'équilibre fluvio-océanique selon la définition de BERTHOIS.

Cet équilibre, dont la réalité ne saurait par ailleurs être discutée, ne peut régir en zone tropicale que des estuaires de petite taille, ou bien dont l'apport fluvial est réduit. Les mesures de courant faites en 1962-63 par le B.C.E.O.M. dans la partie aval de l'estuaire du Gabon (MARTIN et LAFOND, 1963 c) ne permettent cependant pas de mettre en évidence dans la zone étudiée de formes d'équilibre dynamique entre les influences océaniques et les influences fluviales: la zone d'équilibre doit se situer largement en amont de la région d'Owendo et ne peut donc encore une fois expliquer le régime sédimentaire de l'estuaire aux environs du port minéralier et dans la zone du chenal d'accès.

CHAPITRE QUARANTE-NEUF

LE MILIEU LITTORAL INTERTROPICAL

Tout au long des études régionales qui précèdent, j'ai souligné l'indépendance des formations littorales sableuses et des formations argileuses, qui correspondent à des types de dépôt totalement différents.

(49).1. - LES ESTRANS SABLEUX.

Les conditions de formation et d'équilibre des estrans sableux ne doivent que des caractères secondaires à l'influence des climats intertropicaux, les conditions de l'agitation restant comme toujours le facteur dominant et dépendant en général surtout de données océanographiques lointaines ou au contraire de particularités topographiques locales.

(49).1.1. - L'équilibre transversal et la dispersion vers le large.

On sait que le déferlement des ondes de houle sur un littoral sableux aboutit à la construction d'un bourrelet d'estran relié aux petits fonds par une surface en pente douce, dont la pente dépend à la fois des caractéristiques de la houle et de celles du sable de la plage, en particulier de sa granulométrie. Le triage assuré par les vagues aboutit d'ailleurs à une différenciation granulométrique très poussée dans le profil transversal de la plage, les éléments les plus fins pouvant être repris sur le bourrelet d'estran par le backwash, tandis que les plus grossiers restent sur place. En d'autres termes, le sédiment recueilli sur le bourrelet d'estran et sur la haute plage subit un enrichissement relatif en éléments plus grossiers, tandis qu'il se trouve appauvri d'une manière absolue en éléments fins. Un sable fluviatile étalé sur une plage passera donc d'une distribution granulométrique de type logarithmique, correspondant à l'action univoque des courants fluviatiles, à une distribution plus complexe, dérivée de la précédente par lévigation des éléments fins ; la courbe caractéristique des sables de plage est une courbe en S. , que l'on peut rapporter de chaque côté du mode à une distribution hyperbolique et à une distribution parabolique. Comme je l'ai indiqué (§ 4.2.2), M.A. et A. RIVIERE (1962) ont montré plus précisément que les deux demi-distributions granulométriques réelles de part et d'autre du mode pouvaient en général et indépendamment l'une de l'autre être rapportées à des demi-distributions de Gauss par rapport à une fonction parabolique ou hyperbolique d'indice d'évolution convenable. Le passage d'une distribution causale liée à des facteurs univoques, en l'espèce ici une distribution logarithmique liée à l'action des courants fluviatiles, à une distribution aléatoire, dépendant de l'action de nombreux facteurs de sens différent (ici, l'action alternative des vagues et en particulier la dissymétrie entre l'énergie de l'uprush et celle du backwash) n'est pas instantané, mais corres-

pond dans la nature à une zone d'évolution très limitée. Cette évolution est presque impossible à saisir si l'on examine des granulométries séries correspondant à des profils transversaux de la plage ; par contre, comme je le montrerai (§ 49.1.2.), des stades intermédiaires peuvent être mis en évidence si l'on s'adresse à des séries de granulométries représentant des profils longitudinaux de plages soumises à de faibles courants d'obliquité, à la condition expresse toutefois de ne comparer entre elles que des granulométries correspondant rigoureusement au même point du profil transversal ; l'évolution granulométrique dans le profil transversal est en effet infiniment plus rapide que l'évolution suivant un profil longitudinal et risque de masquer totalement celle-ci.

RIVIERE et RAZAVET (1949) ont pour la première fois souligné qu'il ne pouvait exister d'équilibre sédimentaire pour un estran sableux non alimenté par des apports extérieurs, l'alternance des mouvements de sable entre la plage et les petits fonds se traduisant toujours finalement par une certaine perte de matière, liée à la dispersion vers le large. La réalité de cette dispersion a été mise en évidence sur les côtes marocaines (RIVIERE et LAURENT, 1950). L'existence de la dispersion vers le large conduit à repenser la notion de profil d'équilibre littoral : celui-ci ne peut être considéré comme caractérisant un équilibre statique, mais au contraire un état d'équilibre dynamique entre les apports sédimentaires et les pertes par érosion, quels que soient les mécanismes des uns et des autres.

Dans ce mémoire, j'ai utilisé fréquemment la notion précédente pour expliquer les perturbations apportées à l'équilibre littoral de certaines côtes : je me contenterai de rappeler ici la dispersion des sables fins vers le large, au Sud de la pointe de Pongara, devant l'estuaire du Gabon, qui aboutit dans les fonds de 5-6 m. à la constitution d'accumulations dont la granulométrie est à faciès hyperbolique. A Fort-Dauphin, des accumulations de caractère analogue ont été retrouvées au fond de l'anse Dauphine. Par ailleurs, j'ai montré que l'équilibre de la côte Ouest de Madagascar entre la Kabatomena et la rivière de Morondava se trouvait perturbé à la suite du détournement vers la Morondava de la plus grande partie des apports sableux, primitivement amenés au littoral par la Kabatomena. Si l'estran est en voie de recul entre les deux rivières, c'est que les sables sont dispersés vers le large et vers le Nord par les vagues, et que les pertes ne sont plus compensées par l'arrivée d'éléments fluviatiles. On ne retrouve pas d'indices d'érosion littorale au Nord de Morondava. En baie d'Antongil, comme je l'ai également souligné, la dispersion vers le large amène une dissymétrie des transits littoraux dans les profils transversaux des plages (figure n°VIII.16), au point que l'action des courants d'obliquité sur la côte Est de la baie s'en trouve pratiquement annulée et que l'angle NE de la baie n'est plus soumis qu'à l'action de phénomènes sédimentaires très réduits. Sur les côtes de la baie de Kompong-Som au Cambodge, la morphologie des plages peut être tout à fait dissymétrique suivant leur orientation par rapport à l'agitation provenant du golfe du Siam ; de très nombreuses rides sous-marines encombrant les petits fonds en arrière des pointes rocheuses.

Enfin, la description des phénomènes littoraux sur les côtes de la Guyane française a souligné l'importance des remaniements transversaux sur les plages de l'île de Cayenne, les argiles des petits fonds pouvant recouvrir les sables ou au contraire ceux-ci pouvant se disperser vers le large suivant les conditions météorologiques et océanographiques.

(49).1.2. - Les transits par obliquité.

Lorsque la direction de propagation des ondes de houle n'est pas perpendiculaire au rivage, la composante énergétique de la houle parallèle au littoral engendre un courant côtier, que l'on nomme courant d'obliquité ou courant de vagues (longshore current des auteurs anglo-saxons). L'existence de ce courant provoque un transport des sédiments parallèlement à la côte, dans la zone de déferlement ; le mouvement des vagues sur l'estran induit également un transport de même direction, par roulement des particules les plus grossières (mouvement en dents de scie).

La vitesse de la dérive littorale liée à l'obliquité de la houle est fonction de la hauteur des oscillations, de leur période, de la pente moyenne de la plage et d'un paramètre de frottement qui dépend du sédiment (PUTMAN, MUNK et TRAYLOR, 1949). La formule est très utilisée en modèle réduit, mais n'est pas d'un emploi commode sur le terrain. La quantité de sable qui transite le long d'une plage sous l'influence d'un courant littoral donné peut également être calculée en fonction de paramètres mesurables. P. SIREYJOL (1964) en particulier indique que la quantité de sable qui transite dans une section perpendiculaire à la direction de la côte est proportionnelle à la période et au carré de l'amplitude de la houle incidente, ainsi qu'à une fonction de l'angle d'incidence de la houle, qui peut être prise égale à $\sin^2 \alpha/4$. Des mesures faites sur la côte occidentale d'Afrique donnent une bonne correspondance avec les résultats du calcul théorique.

Lorsqu'ils existent, les courants d'obliquité sont faciles à mettre en évidence par l'observation directe du déferlement de la houle, ou par les conséquences qu'entraîne le transport des sables le long du littoral. La mise en évidence indirecte des transferts littoraux est particulièrement précieuse lorsque la période d'observation est courte, car l'étude des sables livre non les résultats relatifs à une courte période qui peut correspondre à des conditions météorologiques exceptionnelles, mais la résultante statistique des actions, parfois antagonistes, qui s'exercent sur la plage tout au long de l'année. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle certaines obliquités notables observées ne paraissent pas avoir de conséquences sensibles sur la nature des sédiments, en particulier sur leur granulométrie (plage du golfe du Siam à Sihanoukville, Cambodge - plages au Sud de Fort-Dauphin).

La diffraction des houles sur les obstacles littoraux ou périlittoraux entraîne fréquemment la constitution de zones de houles croisées, dans lesquelles il n'existe plus de sens prédominant de transit des sables (Pointe du Boulbinet à Conakry). Lorsque l'alimentation en sable de ces zones perturbées est largement

assurée, elles jouent le rôle de piège à sable et peuvent être remblayées par des accumulations sableuses (Cap Esterias, Gabon). La diffraction des houles du large sur les obstacles amène aussi fréquemment l'isolement de secteurs de plage dans lesquels les transports par obliquité fonctionnent en sens inverse d'un compartiment à l'autre, comme en baie d'Antongil; ainsi, les houles provenant de l'océan Indien et diffractées une première fois autour du cap Masoala atteignent-elles la côte Nord de la baie suivant des directions un peu différentes selon qu'elles ont cheminé à l'Est ou à l'Ouest de l'île de Nosy Mangabe. La pointe Antsiraka, au Nord de Nosy Mangabe et au SE de Maroantsetra, forme une zone d'accumulation pour tous les sédiments littoraux et l'amorce d'un tombolo. Le phénomène se répète à plusieurs reprises dans le détail dans la partie Est de la baie, interdisant tout transit général et permettant ainsi une meilleure conservation des fonds.

Une des conséquences sédimentologiques les plus fréquentes de l'existence des dérives littorales est la différenciation granulométrique progressive des sables, de l'amont vers l'aval du courant d'obliquité. A condition de comparer des prélèvements effectués toujours au même point du profil transversal de la plage (la base du bourrelet d'estran correspondant aux plaines mer de morte eau s'est révélée par expérience la zone la plus favorable pour ces prélèvements sériés), on peut observer plusieurs indices de l'évolution des sédiments:

1) - La médiane des sables décroît de l'amont vers l'aval du courant littoral, traduisant un affinement progressif du grain moyen du sable. La variation de la médiane est souvent peu sensible, les zones de transport littoral régulier étant le plus souvent assez limitées géographiquement et la présence d'obstacles tels que des rochers isolés exerçant une forte influence perturbatrice sur l'évolution, notamment en modifiant sensiblement à leur voisinage les éléments du profil transversal de la plage. (Côte Ouest de la baie d'Antongil).

2) - Au cours du transport, le classement des sables de plage varie peu, en dehors des zones rocheuses perturbées. Le phénomène se traduit sur les courbes d'évolution des fractiles par un parallélisme entre les segments qui joignent les valeurs des quartiles et des déciles pour chaque échantillon, à la condition que l'échelle des dimensions soit logarithmique; en d'autres termes, cela implique une constance de l'indice de classement g , qui apparaît comme une fonction de l'intensité des actions de triage dans le profil transversal, plutôt que comme un indice caractéristique du transport littoral.

3) - L'indice d'évolution des sables littoraux est toujours, en première approximation, caractéristique du faciès logarithmique, mais, comme je l'ai déjà indiqué, le vannage des sédiments sous l'action de la houle aboutit au remplacement de la distribution causale primitive (en général une distribution logarithmique) par une dispersion aléatoire que l'on peut rapporter à une distribution gaussienne, sous réserve de considérer d'une manière indépendante la partie fine du sable et sa partie grossière, de part et d'autre du mode.

Dans certains cas particulièrement favorables, il m'a été possible de suivre la transformation de la distribution causale en distribution aléatoire le long des plages. Deux exemples de cette transformation progressive des distributions granulométriques figurent sur la planche n° XIII.1. Les exemples sont pris sur les côtes malgaches, au Sud de Morondava et au SW de Maroantsetra. Dans les deux cas, la distribution causale primitive est une distribution logarithmique caractéristique d'apports fluviatiles directement amenés sur l'estran. Pour ces sables, le coefficient de distribution causale est supérieur à 90. Très rapidement, sur une distance inférieure à 2 kilomètres dans les deux cas étudiés, la distribution de type aléatoire envahit la granulométrie tandis que la zone d'extension de la distribution causale se réduit à la portion centrale du diagramme. Le coefficient de distribution causale descend aux environs de 10 à 3 kilomètres des sources d'apport environ. Les coefficients inférieurs à 10 ne sont pratiquement plus déterminables, la portion de distribution qu'ils recouvrent ne représentant plus guère que l'intervalle compris entre deux tamis successifs. Sur tout le reste de la plage, la distribution granulométrique peut être rapportée en totalité au type aléatoire.

L'évolution précédente ne peut être mise en évidence que si l'on compare des points du profil transversal rigoureusement équivalents en chaque radiale, et c'est sans doute une des raisons pour lesquelles elle est restée ignorée jusqu'ici

(49).1.3. - L'origine des matériaux sableux.

Dans les chapîtres qui précèdent, j'ai eu souvent l'occasion de souligner que la plupart des sables d'estran provenaient du façonnement par les vagues de dépôts torrentiels ou fluviatiles, la part de l'ablation directe est réduite, même dans les zones à fort relief comme les contreforts Sud du Mont Cameroun. La filiation entre sables fluviatiles et sables marins est relativement facile à mettre en évidence, en utilisant les particularités morphoscopiques des quartz, ou les particularités minéralogiques du stock lourd, ou encore les propriétés du rayonnement radioactif naturel. J'ai donné de nombreux exemples de filiation des séries sableuses littorales au Gabon (sables de Pongara et sables de la côte Nord), à Madagascar (Baie d'Antongil, Morondava, Fort-Dauphin), en Guyane (plages de l'île de Cayenne).

Bien que l'évolution granulométrique des sables fluviatiles soit extrêmement rapide (le faciès logarithmique apparaît pratiquement d'emblée dans les rivières), le calcul du coefficient de dispersion causale permet dans certains cas de suivre le transport des sables; c'est en particulier le cas lorsque l'érosion continentale s'exerce aux dépens de séries sableuses déjà très évoluées, dont la granulométrie est représentée par l'association de deux demi-distributions de Gauss. La figure n° XIII.2. représente une double évolution de ce type, à partir des sables de ruissellement des grès ordoviciens de Guinée. Les faciès logarithmiques envahissent rapidement la partie centrale de la distribution lorsque l'on prélève des échantillons dans les marigots collectant les sables issus de la désagrégation des grès, alors que la distribution aléatoire

est bien représentée dans les formations en place, comme je l'ai déjà indiqué (§27.1.3.5., page 424). Lorsque les sables sont amenés au rivage au pied du Kakoulima, ils sont presque totalement logarithmiques; sur l'estran, la distribution causale réapparaît progressivement à partir des extrémités comme je l'ai déjà décrit plus haut.

Un second exemple de ce passage au faciès logarithmique est fourni par l'évolution des sables issus de la "carapace sableuse" dans la région de Morondava (§ 33.1.1., page 514). Le coefficient de distribution causale des sables de la carapace sableuse est presque nul; il augmente très sensiblement au cours du transport dans les rivières, sans d'ailleurs atteindre le voisinage de 100 dans cet exemple. (Fig. n° XII.2, schéma 2).

Le travail de l'érosion s'exerce en particulier sur les couches superficielles du sol et notamment sur les zones soumises au cuirassement ou à l'altération ferrallitique; c'est ce qui explique la relative fréquence des grains de quartz altérés dans les formations d'estran, ces grains se reconnaissant facilement aux traces de patine ferrugineuse qui les recouvrent ou sont conservées au fond des golfes de corrosion.

Sur les estrans et dans les petits fonds, les débris de coquilles s'associent localement aux éléments détritiques pour former des accumulations sableuses, et peuvent même localement en constituer l'élément essentiel. (cordons sableux de la côte guinéenne, plages de la baie de Kompong-Som). L'origine de ces accumulations de coquilles est le plus souvent strictement locale (on les rencontre autour des rochers colonisés par la faune benthique), mais les sables coquilliers peuvent participer aux transits sur l'estran. Les cordons littoraux sableux en bordure des mangroves des rivières du Sud, en Guinée, sont presque totalement constitués de débris de coquilles de lamellibranches et de gastéropodes.

(49).2. - LES VASIÈRES LITTORALES ET LA MANGROVE.

La grande extension des vasières littorales, découvrantes ou non, est une des caractéristiques communes à nombre de côtes des zones intertropicales. Sauf pour Fort-Dauphin, j'ai eu dans chacune des études qui composent ce mémoire l'occasion de décrire des accumulations argileuses littorales actuelles ou sub-actuelles.

(49).2.1. - Les conditions de formation des vasières.

La formation des grandes vasières littorales suppose réunies un certain nombre de conditions, que l'on peut diviser en conditions mécaniques - turbulence des eaux, alimentation en matériel pélitique - et en conditions physico-chimiques; dans ce dernier groupe, les conditions de salinité, de pH et de rH paraissent intervenir particulièrement.

(49).2.1.1. - Les conditions mécaniques : L'agitation.

Du Wouri à la Guyane, je n'ai pas cessé de souligner que le dépôt des éléments pélitiques dans les zones littorales ou estuariennes dépendait de la baisse relative de l'agitation, que celle-ci soit liée à l'action des houles, comme c'est le cas en mer ouverte, ou plus particulièrement à celle des courants de marée, comme je l'ai expliqué à propos de l'étude du domaine estuarien.

Contrairement au cas des sables, les éléments pélitiques peuvent voyager sous l'influence d'un courant faible et leur dépôt n'a que peu de chances de s'effectuer tant que ce courant ne s'annule pas complètement. La reprise de ces éléments, une fois déposés, est par contre bien plus difficile que celle des sables et on sait depuis longtemps (HJULSTROM in TRASK, 1939) que les vitesses de dépôt et de reprise des éléments pélitiques sont d'un ordre de grandeur tout à fait différent. Lorsque des eaux turbides se trouvent prises dans une zone de ralentissement des courants ou plus généralement de diminution de l'agitation, une partie au moins de la charge solide se dépose et le dépôt formé est relativement stable à partir du moment où une consolidation a pu intervenir avant le retour à des conditions d'agitation plus violentes. Ces phénomènes de dépôt interviennent en milieu littoral dans la partie aval extrême des estuaires, comme je l'ai exposé, lorsque la profondeur devient suffisamment importante pour que l'agitation au niveau du fond descende au-dessous d'un seuil minimum. D'une manière plus générale, le dépôt des éléments pélitiques par diminution de l'agitation au fond, au large des côtes, se rencontre sur l'ensemble du plateau continental et se trouve à l'origine de la formation des "ceintures vaseuses" souvent décrites par les océanographes autour des continents. Le mode de formation de ces accumulations du large implique un mélange prolongé des apports continentaux dans les zones littorales à forte agitation, et le matériel déposé sur les fonds a une composition représentant la moyenne des apports continentaux dans un assez large secteur côtier. La ceinture vaseuse du large est donc relativement homogène par rapport aux divers secteurs que l'on peut définir le long du littoral. Au fond du Golfe de Guinée, le fait est très net et il devient difficile à partir de 50 m. de profondeur de différencier les secteurs littoraux reconnus au voisinage de la côte, en particulier le secteur du Sud du Mont Cameroun et le secteur des bouches du Cameroun, dont les caractères minéralogiques sont pourtant bien différenciés comme on l'a souligné dans les seconde et troisième parties.

Sur le rivage même, les accumulations vaseuses ne peuvent se maintenir en général que si l'agitation est réduite. En particulier, le déferlement des vagues doit se faire très au large des côtes, sur des hauts fonds. Dans le cas contraire, l'agitation perpétuellement entretenue dans la zone de déferlement aboutit à l'individualisation d'un estran sableux et les particules argileuses sont remises en suspension et léviguées. On ne trouvera donc finalement de formations argileuses découvrantes que dans des anfractuosités du rivage particulièrement protégées des houles du large (la baie du Navire de Guerre, au Cameroun occidental est un exemple-type de ce gisement), ou bien dans des portions du domaine littoral que les phénomènes de transport sédimen-

taire ont isolé de la haute mer: les lagunes littorales forment l'exemple le plus simple de ce type de gisement. On les rencontre partout en arrière des côtes basses et elles ne sont séparées de la mer que par un mince cordon sableux, parfois uniquement formé de débris coquilliers. De part et d'autre du cordon sableux, les conditions d'agitations varient cependant du tout au tout et le dévôt des argiles est actif sur l'estran des lagunes alors qu'il est impossible en avant du cordon sableux. Les lagunes communiquent avec la mer par une passe que le déferlement des vagues tend à combler et qui ne se maintient ouverte que sous l'action des courants de marée pénétrant dans la lagune ou, en l'absence de marée, sous l'action de chasse développée par les eaux fluviales se déversant dans la lagune. La sédimentation lagunaire dépend du même mécanisme, que l'alimentation de la lagune en sédiments se fasse directement à partir du continent (lagunes de la baie de Kompong-Som), qu'elle se fasse seulement en période de flot sous l'influence d'apports marins (lagune de l'Antsanihibingo alimentée par les apports de la Retsiboka, au Nord de la baie de Bombetoka), ou qu'elle soit mixte, les apports fluviaux étant longuement brassés en milieu marin avant leur dépôt définitif (lagunes des côtes du Cameroun et de Guinée).

Le comblement progressif des zones lagunaires par les sédiments vaseux aboutit à la constitution d'immenses étendues plates, dont le niveau moyen reste légèrement inférieur à celui des plaines mères de vive eau. Ces vasières sont donc inondées lors des grandes marées et l'évacuation des eaux se fait à basse mer, par des chenaux dont le lit est le siège de phénomènes d'érosion et de reprise. Ces reprises sont facilitées par le fait que l'écoulement des eaux à basse mer est très ralenti par la faible pente topographique générale et conserve le plus souvent un caractère laminaire. Le rôle des vasières littorales dans l'écoulement des eaux rejoint donc celui des mangroves estuariennes, et ceci est d'autant moins étonnant que la plupart de ces accumulations de matériaux fins sont colonisées par les mêmes espèces halophiles que les mangroves d'estuaire. Les différences que l'on peut noter entre mangrove littorale (comme le Siriubal à *Avicennia* des côtes de Guyane) et mangrove d'estuaire (slikke à *Rhizophora* du même littoral) sont liées à des variations dans l'équilibre physico-chimique du milieu mais non à des conditions de sédimentation fondamentalement différentes.

(49).2.1.2. - Les conditions mécaniques : L'alimentation en matériel pelitique.

Pour une agitation de même intensité, la possibilité de constituer des dépôts pélitiques importants dépend pour une large part de l'alimentation générale en matériau en suspension des eaux, dans les régions susceptibles de constituer des zones d'atterrissement. Dans les secteurs côtiers où ne circulent que des eaux claires, les dépôts pélitiques dans les zones de moindre agitation sont réduits à de très minces placages sur les trochers ou les fonds et les estrans sableux (îles de la baie de Kompong-Som, certaines plages des côtes guinéennes aux environs de Conakry, Nord Est de la baie d'Antongil en dehors de la plage de Mahalevona). Ces dépôts sporadiques sont néanmoins fréquemment colonisés par des palétuviers, en particulier par des *Avicennia* (Guinée, Cambodge) en peuplement dispersé.

Inversement, lorsque les courants fluviaux ou littoraux véhiculent des charges sédimentaires importantes, la sédimentation est active même lorsque l'agitation ne descend pas au-dessous d'un niveau faible: c'est le cas en particulier dans l'estuaire de la Retsiboka où tous les fonds sont tapissés par une formation sablo-argileuse peu triée, riche en micas mais aussi en argiles et en hydroxydes colloïdaux. Ce n'est que dans les secteurs de l'estuaire totalement protégés contre l'agitation (Fort Schneider, lagune de Mahabibo) que le caractère des dépôts change un peu et que les pélites dominent à nouveau largement. Sur les côtes de la Guyane, les argiles amazoniennes sont chargées en grande quantité du SW au NE par les courants littoraux; il se constitue de véritables estrans vaseux en avant desquels la mer déferle avec violence sur des hauts-fonds également vaseux. En l'absence d'éléments sableux dans le sédiment (il y a plus de 95 % d'éléments de taille inférieure à 35 microns), aucune différenciation d'estran ne se manifeste et les vasières littorales, comme celles des petits fonds, sont alimentées uniquement par un système de dépôts par excès de charge. Par beau temps, la côte s'engraisse relativement, mais elle se trouve érodée puissamment dès que le déferlement se manifeste plus brutalement; c'est alors, comme devant les estrans sableux, la barre périlitorale qui s'engraisse aux dépens de la zone découvrente, ralentissant par là même le processus d'érosion en freinant l'impact des vagues. On observe en somme un équilibre littoral qualitativement analogue à celui qui caractérise les estrans sableux dans leur profil transversal, mais le passage des conditions d'accumulation à la côte aux conditions d'érosion se situe à un niveau d'agitation totalement différent. Il n'est point besoin de voir apparaître les "vagues de tempête" et leur large spectre d'amplitudes pour passer à l'érosion de la bande vaseuse littorale. Ce n'est que parce que la côte se trouve constamment alimentée en vase par le courant littoral lui-même qu'un certain équilibre peut se maintenir et dès que le seuil d'agitation s'abaisse un peu, les vases remises en suspension tendent à se déposer à nouveau, la salinité restant très forte dans tout le milieu considéré.

La granulométrie et dans une moindre mesure la nature minéralogique des éléments pelitiques transitant dans le milieu littoral interviennent dans la formation des accumulations vaseuses. Les vases fines se répandent plus facilement dans toutes les parties du milieu littoral qui leur sont accessibles que les silts ou les sables fins: Une vase constituée essentiellement de silts comme celle qui caractérise les fonds de la baie de Kompong-Som est une vase peu mobile; les gisements de matériel pelitique sont bien délimités en baie de Kompong-Som, ils n'empiètent pas sur les zones de sables coquilliers ni sur les secteurs de sable quartzeux; en particulier, les isobathes critiques sont bien marquées devant les plages de la baie et les pélites n'apparaissent qu'au dessous. J'ai indiqué précédemment que les phénomènes étaient complètement différents sur les côtes guyanaises, où les éléments de la classe granulométrique des argiles sont à peu près seuls représentés.

Par contre, il semble que la mobilité des vases littorales argileuses soit à peu près équivalente, quelle que soit la nature des minéraux des argiles représentés. Les propriétés des vases africaines, presque totalement kaoliniques,

ne sont pas très différentes de celles des vases de la côte guyanaise, bien que celles-ci soient kaolino-montmorillonitiques ; les vitesses de chute des agrégats floculés en milieu salin sont en particulier du même ordre de grandeur. Il existe de bien plus grandes différences de comportement entre les vases du Wouri, au Cameroun, et les vases de l'estuaire du Gabon, toutes deux à forte dominance kaolinique, qu'entre les vases de la baie d'Angas kaolino-montmorillonitiques, et les vases du Wouri. C'est la teneur en débris ligneux très différente dans les deux cas qui permet d'expliquer le mieux la différence des densités humides et des teneur en eau naturelle entre le Wouri et le Gabon, plutôt que la minéralogie. Les vases marines de la baie de Kompong-Som, pauvres en argiles, sont par contre bien moins mobiles que les vases kaoliniques des lagunes voisines, et on est tenté de rapprocher cette faible mobilité du fait que la phase argileuse de ces vases est composée presque uniquement de chlorites ferrugineuses thermolabiles, ainsi que d'interstratifiés illite-chlorite.

(49).2.1.3. - Les conditions physico-chimiques : La salinité.

Dans les zones littorales plus nettement encore que dans les zones estuariennes, la salinité est toujours suffisante pour assurer une floculation totale du matériel argileux ou colloïdal en transit, même au cœur de la saison des pluies. Que les éléments péritiques aient donc une origine immédiatement détritique (vases au pied du Mont Cameroun) ou qu'ils appartiennent à un stock alimenté par des apports continentaux mais longuement remanié en milieu littoral (vases de la côte guinéenne ou de la côte guyanaise), ils sont sédimentés en milieu flocculant et la concentration en ions est toujours très supérieure au seuil de floculation. Les particules élémentaires tendent donc toujours sur les côtes à s'associer pour former des agrégats et la dispersion de ceux-ci n'est assurée que par la turbulence du milieu. Lorsque celle-ci s'annule ou descend au-dessous d'un certain seuil, les agrégats se forment pour peu que la concentration en matières solides soit assez importante dans l'eau et le dépôt commence. Rappelons que si ce dépôt est alors un dépôt par excès de charge, le fait que la granulométrie des vases déposées soit très fréquemment hyperbolique implique que le transport du sédiment s'est effectué sous la forme d'éléments dispersés, et donc que la constitution des agrégats floculés suppose à la fois une salinité suffisante et une turbulence faible, contrairement à une opinion couramment répandue (voir § 48.2.1.).

Dans les lagunes littorales et dans les forêts de mangrove, qui ne constituent au fond que des lagunes dont le remplissage sédimentaire est presque achevé, il arrive fréquemment que la salinité baisse fortement sous l'influence des apports d'eau douce, en particulier en saison des pluies et dans les parties les plus internes des systèmes inondés. Cependant, cette baisse de la salinité ne se produit que dans des zones où par ailleurs la turbulence est très faible, ce qui fait que le brassage des sédiments par les eaux peu salines est mal assuré. Bien que l'on puisse descendre à des salinités inférieures à celle du seuil de floculation (3 à 4 ‰ d'eau de mer),

on ne rencontre jamais de vases défloculés, contrairement à ce qui se passe parfois dans les estuaires à débit important (Approuague). L'augmentation fugace de salinité qui accompagne les marées exceptionnelles dans les zones internes des mangroves suffit à maintenir une concentration suffisante du milieu interne des vases pour qu'aucune défloculation ne puisse se produire. Comme ce sont justement ces grandes marées qui apportent du nouveau matériel pélitique et que ce matériel, comme dans les estuaires, est lui-même déjà floculé, la sédimentation lagunaire et la sédimentation en mangrove gardent du point de vue physico-chimique un caractère marin absolument constant.

Un cas particulier est celui des lagunes littorales dont l'alimentation en sédiments est uniquement le fait d'apports continentaux directs, comme c'est le cas autour de Sihanoukville. On constate que le matériel sédimentaire se dépose dans ces lagunes également à l'état floculé, bien que la communication directe entre lagune et mer soit réduite à une simple passe à travers le cordon littoral, et bien qu'en pleine saison des pluies il puisse arriver que la renverse de courant ne soit pas sensible dans la passe, lors du flot (Sihanoukville, Fort-Dauphin).

Quoique faible, la salinité dans ces lagunes n'est jamais totalement insensible, à moins qu'il n'y ait entre les terres basses et la mer tout un système lagunaire complexe comportant plusieurs passes, comme c'est le cas derrière le cordon de l'anse Dauphine. L'eau marine salée pénètre dans la lagune à travers le cordon littoral sableux et son influence paraît dans tous les cas suffisante pour assurer une floculation complète du matériel apporté par les tributaires (Lagune de Mahalevona en baie d'Antongil, lagunes de Sihanoukville). Le mécanisme de l'envasement dans la lagune se rapproche alors de celui décrit à propos des estuaires et tous les apports continentaux pélitiques se trouvent piégés ; les eaux qui sortent de la passe sont des eaux claires, malgré leur salinité souvent faible. La turbulence très faible qui règne dans les lagunes de médiocre étendue, quel que soit le temps à l'extérieur, favorise évidemment d'une manière très large les phénomènes de dépôt. La granulométrie montre que ces dépôts sont soit des dépôts directs, par excès de charge, soit des dépôts de décantation à faciès hyperbolique, la prédominance d'un type granulométrique étant fonction de l'intensité de l'alluvionnement à l'entrée de la lagune.

(49).2.1.4. - Les conditions physico-chimiques : le pH.

En milieu littoral ouvert, le pH est moins variable qu'en estuaire et très proche pour les eaux qui circulent de la valeur caractéristique du milieu océanique : 8. On admet depuis longtemps (LEGENDRE, 1938) que le pH des vases est en moyenne inférieure de 0,5 à 1 unité au pH des eaux qui les surmontent. Les études littorales détaillées auxquelles je me suis livré m'ont amené à nuancer cette affirmation, ou plus précisément à limiter l'application de ce principe aux seules zones littorales dans lesquelles les influences saumâtres ne se font pas sentir. J'ai déjà dit au chapitre précédent qu'il était fort rare par exemple que le pH des vases et celui des eaux qui les surmontent ne soit pas caractérisé par une valeur moyenne identique en milieu estuarien. La même

observation peut être étendue au milieu lagunaire et au milieu de mangrove, dans lequel les vases dont le pH est égal à 8 sont très fréquentes. Par contre, en baie d'Ambas comme en baie de Kompong-Som, le pH des vases est voisin de 7,30, donc nettement inférieur au pH des eaux marines. Cette baisse du pH des vases en mer ouverte peut être reliée à l'importance des matières organiques dans les sédiments littoraux, dans les deux cas cités.

Les pH acides, caractéristiques du milieu continental, ne se rencontrent qu'exceptionnellement et toujours dans des lagunes dessalées et très isolées du milieu marin. L'existence de tels pH implique que les lagunes où on les rencontre, malgré leur position au voisinage immédiat du littoral, fonctionnent en fait comme des ensembles de type lacustre. La sédimentation y est d'ailleurs à caractère essentiellement organique.

Les pH franchement basiques sont moins rares et caractérisent certaines zones retirées des mangroves, où l'activité bactérienne est intense. Ces pH basiques, qui atteignent parfois des valeurs de l'ordre de 9, sont caractéristiques d'une certaine forme de dessalure dans un milieu confiné riche en matières organiques, comme RIVIERE (1959) l'a montré à propos des lagunes de la côte du Languedoc. En zone intertropicale, dans des conditions géographiques assez différentes puisque les sédiments à pH élevé sont recueillis en pleine forêt de mangrove, on retrouve les mêmes phénomènes de dessalure générale du milieu associés à une augmentation de la réserve alcaline. La fixation des sulfates et leur réduction en sulfures ne constituent qu'un des aspects des transformations du sédiment dans ces zones, transformations qui aboutissent comme on l'exposera tout à l'heure à une véritable diagenèse précoce.

(49).2.1.5. - Les conditions physico-chimiques : le rH.

L'analyse des conditions d'oxydo-réduction effectuée à propos des zones estuariennes peut s'appliquer presque mot pour mot aux zones de mangrove littorales ; on y retrouve la même stratification biochimique, les mêmes zones de réduction intense en milieu hydromorphe. Les valeurs du rH rencontrées sont, à conditions de gisement égales, du même ordre de grandeur que celles citées précédemment (§ 48.2.3., p.735).

Dans les petits fonds vaseux littoraux (baie d'Ambas, baie de Kompong-Som), on rencontre souvent une couche superficielle de sédiments caractérisée par des rH très élevés, de l'ordre de 34, malgré la position de ces vases au fond de la mer, sous une couche d'eau dont l'épaisseur ne descend pas au-dessous de 3 à 4 mètres. Les carottages profonds dans ces zones marines franches ne fournissent des caractéristiques de réduction qu'au delà de 0,30 m. de profondeur, le rH descendant aux environs de 15/17. Je n'ai pas pu disposer de carottages descendant au-dessous de 1 m. du fond en baie d'Ambas et dans aucun des échantillons recueillis je n'ai trouvé de pyrite en profondeur. Il paraît logique de relier l'augmentation notable d'épaisseur de la zone oxydée dans les petits fonds à l'oxygénation générale du milieu littoral, le renouvellement de l'oxygène

dissous dans les eaux étant largement facilité par la turbulence au voisinage de la zone de déferlement.

Dans les lagunes littorales, le rH des formations de remplissage est souvent très bas et, comme dans les zones estuariennes, la pyrite peut apparaître très près de la surface des sédiments déposés, ce qui implique des valeurs de rH inférieures à 12. La réduction du matériel est largement facilitée par la grande abondance des matières organiques en voie d'évolution.

Pour résumer, on peut dire que parmi les conditions de formation des accumulations vaseuses littorales, ce sont les conditions mécaniques qui interviennent de façon prédominante, l'ensemble du phénomène se passant dans un milieu dont les caractères salins sont à peu près constants.

(49).2.2. - LES CARACTERES PROPRES A LA ZONE DE MANGROVE.

Soumis à des alternances d'inondation et de dessiccation en fonction de la marée, les dépôts des mangroves peuvent être assimilés au "schorre" défini dans les pays tempérés et en particulier sur les côtes néerlandaises, à ceci près que la végétation halophile de la mangrove est sans conteste bien différente des salicornes et spartines de nos côtes. Certains auteurs, et en particulier HERVIEU (1966) préfèrent réserver le nom de schorre aux zones colonisées par des espèces herbacées, vers l'intérieur de la zone saline, et qualifient la forêt à palétuviers de "haute slikke". La distinction est probablement valable dans le Nord Ouest malgache, mais elle perd de son intérêt dans les zones plus humides et en particulier dans les zones équatoriales (Cameroun, Gabon, Guyane) où les palétuviers occupent l'ensemble du domaine de la forêt littorale inondable.

Quoiqu'il en soit, la mangrove est définie comme une zone de forêt littorale inondée, colonisée par des espèces halophiles. En général, le sol de ces mangroves est constitué par une vasière plus ou moins consolidée et la granulométrie des sédiments est très fine. Si l'association forêt de mangrove-sédiments fins est pratiquement universelle en ce qui concerne les grandes étendues colonisées par les palétuviers, il existe cependant, comme je l'ai décrit en particulier au Cameroun occidental, en Guinée et au Cambodge, des exemples de mangrove installées sur des estrans sableux ou graveleux, voire sur des platiers rocheux. La superficie occupée par ces associations est évidemment beaucoup plus faible que celle qui correspond aux mangroves de vasière; lorsque c'est une zone littorale non argileuse qui est colonisée, l'existence de la forêt à palétuviers implique en effet à la fois une agitation réduite au niveau de la zone de déferlement et une alimentation en éléments péloïtiques négligeable. Ces conditions ne peuvent être réunies qu'exceptionnellement en milieu littoral tropical, en raison de l'abondance des apports détritiques continentaux. HERVIEU (1966) souligne d'ailleurs que les vases de mangrove et les vases littorales tropicales en général sont en moyenne plus riches en minéraux argileux que les vases littorales des pays tempérés.

Dans les mangroves littorales à sol vaseux, les sédiments possèdent un certain nombre de caractères communs; de même, les phénomènes actuels sont affectés par des facteurs particuliers.

(49). 2.2.1. - Caractères des sédiments de mangrove.

Les sédiments du sol des mangroves sont fins et très riches en minéraux argileux. Ils contiennent en outre une proportion de matières organiques supérieure à la moyenne des sédiments fins littoraux, une partie de cette matière organique restant d'ailleurs non transformée puisqu'il s'agit de débris ligneux et que les bois de palétuviers sont particulièrement rebelles à la putréfaction.

La granulométrie de ces sédiments est remarquable et traduit les particularités du mode de dépôt des agrégats flocculés; les faciès hyperboliques peu accentués sont les plus fréquents, mais dans les zones de mangrove voisines de la mer libre, il arrive que le faciès granulométrique soit du type logarithmique (Gabon). Dans les chenaux de marée qui parcourent la forêt, on observe des faciès paraboliques, mais ceux-ci sont toujours caractérisés par un indice d'évolution assez voisin du faciès logarithmique. Les exceptions (rares) à cette règle correspondent toujours à des faciès de régression et le sédiment est alors constitué de particules plus grossières que les sédiments voisins d'apparence plus évoluée.

La minéralogie des argiles ne diffère pas par contre de celle des formations littorales voisines; il s'agit dans tous les cas d'apports détritiques déposés dans les mangroves à la suite de nombreux cycles de transport sous l'influence des courants de marée, suivant un schéma comparable à celui qui a été décrit à propos des formations estuariennes. Il n'y a pas de différence fondamentale entre les mangroves estuariennes et les mangroves littorales qui leur font suite; la limite entre les domaines géographiques qui leur correspondent sont malaisées à tracer dans les terres basses (Cameroun, Guyane).

Par contre, le mécanisme du dépôt des éléments péloïtiques en mangrove implique automatiquement qu'il ne s'agit pas obligatoirement de formations détritiques d'origine continentale immédiate, comme semble le penser GULLCHER (1959). Plus fréquemment, les dépôts de mangrove proviennent de la ségrégation progressive des particules à partir de l'ensemble du stock vaseux littoral, que celui-ci soit d'origine continentale (Guinée) ou d'origine marine (Guyane).

(49). 2.2.2. - Facteur d'évolution en mangrove.

La colonisation des sédiments de mangrove par les palétuviers apporte une certaine modification des phénomènes actuels par rapport à ce que l'on peut observer dans les vasières libres ou dans les zones lagunaires non colonisées.

1) - Rétention d'eau. Les eaux marines qui envahissent les mangroves littorales sous l'influence de la marée sont retenues en partie dans le vaste système à pentes topographiques faibles de la forêt, et l'ensaulement au jasant

se heurte aux innombrables obstacles qui parsèment le sol ; troncs abattus, racines et pneumatophores enchevêtrés, etc. Dans son ensemble, la mangrove joue le rôle d'une éponge, suivant le mot de H. MILLERE, et les courants de jusant sont ralentis et prolongés dans les chenaux de marée par rapport à ce qui se passe sur les slikkes des pays tempérés. Le phénomène atteint une ampleur telle que pour reproduire en modèle réduit les caractéristiques de l'onde de marée dans les chenaux de mangrove, les techniciens du laboratoire d'hydraulique de Maisons-Alfort ont dû parsemer les rives du modèle de plaques ralentissant la descente des eaux. Une des conséquences de ce pouvoir de rétention des eaux est que la mangrove reste une zone perpétuellement humide, même si les niveaux supérieurs ne sont que sporadiquement envahis par les grandes marées.

2) - Pullulation des organismes. Toutes les formes de vie sont intensément représentées dans les zones de mangrove, ce qui n'a rien de surprenant dans une zone littorale calme et sous un climat chaud et constamment humide. La vie bactérienne est intense, tant à la surface du sol qu'en profondeur où pullulent les bactéries réductrices. J'ai déjà souligné l'importance de certaines de ces bactéries dans la réduction des sulfates ; de nombreuses autres espèces transforment les matières organiques, très abondantes dans le milieu. La vie végétale est également bien développée, et le nombre des individus qui constituent la forêt de palétuviers est important, si le nombre d'espèces est réduit. Comme je l'ai souligné fréquemment, l'aire d'extension de chaque espèce est bien délimitée en fonction de la salinité. C'est en général *Rhizophora* qui assure la colonisation de la mangrove sur le front de mer, car cette espèce supporte des variations de salinité plus grandes. Le mode de dissémination des *Avicennia* leur permet ensuite de supplanter leur concurrent, moins prolifique dans la vase fixée. Sur les côtes de Guyane cependant, ce sont des *Avicennia* qui constituent les peuplements du front de mer alors que les *Rhizophora* sont cantonnés dans les parties internes des estuaires (BOYE, 1962). De nombreuses espèces animales habitent également la mangrove, parmi lesquelles on peut citer des huîtres, dans les zones externes, des crabes dont le rôle fouisseur est important et des poissons spéciaux comme les *Gobius*.

3) - Diagenèse précoce. Les sédiments déposés dans les zones de mangrove sont soumis à des transformations précoces liées en particulier à l'état réducteur du milieu. Les sulfures se développent dans le sédiment sous forme cryptocristalline, mais la pyrite et la troïlite peuvent être mises en évidence aux rayons X. L'évolution des matières organiques est également très rapide en profondeur, comme le montre l'évolution des diagrammes d'analyse thermique différentielle. Plus rapidement encore que dans le milieu littoral ouvert, et sans aucun doute parce qu'aucun remaniement des sédiments ne s'effectue après leur dépôt, les vases de mangrove prennent des caractères pétrographiques qui les rapprochent des séries argileuses du Quaternaire. Il est finalement assez difficile de différencier les dépôts de mangrove du Quaternaire supérieur des dépôts actuels, en l'absence de critères géomorphologiques.

CHAPITRE CINQUANTE

LES SEDIMENTS ESTUARIENS ET LITTORAUX EN ZONE INTERTROPICALE.

Dans les monographies régionales qui précèdent, les descriptions de sédiments ont fait apparaître un certain nombre de caractères généraux. On trouvera dans ce chapitre les indications synthétiques qui découlent de ces descriptions régionales.

(50).1. - LES SEDIMENTS GROSSIERS.

Comme partout dans le monde, les sables quartzeux dominent ; la côte du Mont Cameroun est cependant remarquable par la minéralogie de ses plages, totalement subordonnée au volcanisme.

(50).1.1. - Morphoscopie des sables quartzeux.

Dans les régions perhumides, les sables quartzeux appartiennent toujours au type non usé et ne passent que rarement au type émoussé-luisant, bien que de nombreux grains sur les plages montrent un début d'évolution dans ce sens. Dans les zones en voie de colmatage assez rapide qu'il m'a été donné d'étudier, une faible évolution du matériel sableux n'a d'ailleurs rien qui puisse surprendre.

Les considérations morphoscopiques m'ont principalement permis d'identifier les divers stocks sableux en présence et de les suivre au cours de leur évolution; dans ce domaine, l'étude basée sur les détails de l'habitus des grains prend d'ailleurs souvent le pas sur la méthode morphoscopique proprement dite. C'est ainsi que très souvent la présence de grains à patine ferrugineuse concentrée dans les golfes de corrosion permet d'indiquer que le matériel sableux en transit provient d'un manteau d'altération de type ferrallitique. Ces encroutements d'hématite, relativement anciens, ne doivent pas être confondus avec la patine ocrée qui recouvre indifféremment toute la surface des grains dans des zones de sédimentation étendues, comme l'estuaire du Wouri ; cette patine ocre, facilement solubilisable dans les acides, est constituée de goethite associée à des complexes humiques. Sa présence dans les zones estuariennes indique un fort ralentissement des transports par charriage, puisqu'on peut la remettre en suspension partiellement par agitation énergétique des échantillons dans l'eau, au laboratoire.

(50).1.2. - Minéraux lourds.

Les minéraux lourds les plus fréquemment représentés dans les zones estuariennes ou littorales intertropicales ne sont pas seulement les minéraux résistants, "ubiquistes", comme on aurait pu le penser dans des régions où l'intensité de l'altération est si élevée. On trouve également, associés aux précédents, des minéraux de métamorphisme ou plus exceptionnellement des minéraux du cortège éruptif. Dans l'estuaire du Wouri, les minéraux d'origine éruptive sont cependant peu nombreux, bien que le bassin versant du fleuve soit établi sur près du tiers de sa surface sur des formations volcaniques. L'éloignement des affleurements volcaniques, situés en amont du bassin, et la présence de seuils délimitant des biefs séparés, se conjuguent pour expliquer la relative rareté de ces éléments.

Un phénomène typique des conditions tropicales est par contre la présence constante dans les concentrés lourds de grains détritiques d'hématite (ou plus rarement de goethite), provenant du démantèlement des cuirasses ferrugineuses, ou de la destruction des pisolites qui jouent le même rôle que les cuirasses dans les horizons supérieurs des sols ferrallitiques des zones à alternance saisonnière peu marquée. Ces grains d'hématite ont un aspect souvent botryoïdal ; lorsqu'ils sont brisés, les cassures ne montrent aucune face cristalline et toutes les orientations des individus élémentaires sont possibles dans chaque concrétion : le spectre X d'une face plane d'un grain est un spectre de poudre typique.

L'hématite ou la goethite détritiques s'associent toujours à d'autres minéraux opaques, tels que la magnétite et l'ilménite, aisément reconnaissables par leur couleur, leur forme cristalline dérivée du système cubique, leur ferromagnétisme. Il arrive que le stock opaque représente plus de 90 % de l'ensemble des minéraux lourds d'un sable, comme c'est le cas sur la côte Nord de l'estuaire du Gabon. Plus généralement, le stock opaque représente environ 50 % de la totalité des minéraux lourds. Son étude par des méthodes indirectes (magnétisme, radioactivité) permet souvent de préciser les propriétés du sédiment.

La radioactivité naturelle des sables est bien entendu liée aux minéraux lourds. Dans une zone exceptionnellement riche en minéraux radioactifs, la plage de Fort-Dauphin, qui a fait depuis l'objet d'une exploitation semi-industrielle, j'ai montré que la simple mesure des radioactivités naturelles pouvait démontrer l'existence des transits sableux littoraux, sous l'influence des houles et des vents ; mais la méthode n'est applicable que dans les zones à forte concentration radioactive, qui sont le plus souvent très localisées (Morondava, Majunga).

En outre, la présence d'une zone d'altération superficielle totalement lessivée réduit dans de fortes proportions la teneur moyenne en éléments radioactifs de tous les sédiments de la zone intertropicale. Même au-dessus

de formations granitiques (Basse Guinée), la radioactivité des zones d'altération et des sédiments qui en dérivent par le jeu de l'érosion reste très faible. Quant aux roches basiques et ultrabasiques (basaltes du Mont Cameroun, péridotites du Kaloum), on sait qu'elles sont déjà peu radioactives ; l'altération ferrallitique ne saurait rien apporter dans ce domaine.

(50).1.3. - Sables volcaniques.

J'ai eu l'occasion, sur la côte Sud du Mont Cameroun, d'étudier des concentrations sableuses uniquement constituées de minéraux d'origine volcanique. Le quartz est totalement absent dans les rivières du massif et sur le littoral. Sans doute en raison de la très faible distance de transport, les minéraux des plages sont toujours très bien conservés, bien qu'ils soient au moins partiellement arrachés à un complexe d'altération très lessivé, comme en témoigne la présence d'hydrangillite dans les sédiments pélitiques associés aux apports sableux des rivières.

La répartition extrêmement localisée des espèces minérales, soulignée sur les côtes du Cameroun au cours de la troisième partie, montre cependant que la destruction des minéraux volcaniques est rapide malgré le bon état apparent des grains : la néphéline de l'Etinde n'atteint pas le littoral bien qu'on la reconnaisse en masses très altérées dans les sédiments de la rivière Ewalle ; les olivines ont toujours des cassures fraîches, mais l'examen microscopique des grains montre qu'ils sont soumis à une fragmentation constante sous l'action des lames ou des courants. L'intense circulation des eaux à travers les tufs pyroclastiques du Mont Cameroun contribue largement à l'altération in situ des minéraux.

(50).1.4. - Granulométrie des sables.

La répartition granulométrique des sables fluviatiles est toujours de type logarithmique, les exceptions apparentes à ce type s'expliquant aisément à la suite de reprises d'érosion, de mélanges entre éléments grossiers et éléments fins, ou d'autres phénomènes à caractère local. Le triage de ces sables est souvent extrêmement poussé, l'indice de classement g pouvant descendre à deux ou trois dixièmes d'unité.

Dans les estuaires, la granulométrie des sables reste bien entendu attachée également au faciès logarithmique, les transports sableux se poursuivant sur les fonds par le jeu des courants. Le ralentissement des courants et leur alternance aboutissent cependant à une nette augmentation de la valeur moyenne de l'indice de classement, qui atteint 0,5 ou plus. Comme je l'ai exposé (chapitre 48), les mélanges entre dépôts sableux et dépôts pélitiques ne constituent qu'une marge accidentelle dans les parties amont et moyenne des estuaires. Des silts argileux micacés caractérisent par contre la sédimentation dans les zones situées en aval du secteur de turbidité maximum. Dans ces sédiments, le faciès tend à devenir légèrement

hyperbolique dans l'ensemble, l'indice d'évolution ne descendant guère d'ailleurs au-dessous de $-1,1$; si l'on considère la seule phase sableuse grossière, on constate qu'elle est relativement bien séparée du reste du sédiment par un crochet sur la courbe cumulative ; elle reste très proche du faciès logarithmique et son triage reste du même ordre que précédemment. Elle ne diffère donc pas sensiblement des sables définis dans la partie amont de l'estuaire et on peut admettre une filiation entre les deux stocks, par l'intermédiaire des zones vaseuses du centre de l'estuaire. Les éléments grossiers de l'aval ont été transportés sur le fond à travers la zone centrale turbide à l'occasion des marées de vive eau qui se superposent à des périodes de crue. La communauté du stock de minéraux lourds entre les deux zones contribue à étayer l'hypothèse du transport, comme on l'a souligné à propos du Wouri et des fleuves guyanais.

Les sables des plages sont caractérisés également par une granulométrie de type logarithmique, les extrémités de la courbe étant plus ou moins déformées par rapport à la partie centrale. La valeur de l'indice de classement varie en fonction de l'agitation sur les estrans et est finalement caractéristique du niveau de la plage. Les marées empêchent le plus souvent les différenciations typiques, mais celles-ci tendent à réapparaître dès que le marnage descend au-dessous d'un certain seuil, comme l'indique la description des plages de la baie de Kompong-Som (chap. 39). Le vannage des éléments sableux par les vagues amène la constitution d'un stock plus fin, quoique de mêmes caractères minéralogiques, au-dessous d'une profondeur qui dépend de l'intensité du déferlement sur l'estran. Lorsque la quantité de sable disponible est faible sur les plages, cette zone fine n'est pas individualisée et les sables fins se mélangent aux vases des petits fonds (côtes de Guyane). Au contraire, quand la quantité de sable est suffisante, les sables fins constituent une zone régulièrement répartie en contrebas de l'estran. Ils sont toujours caractérisés par un degré d'évolution très élevé, le faciès logarithmique tendant à être supplanté par le faciès hyperbolique (n peut descendre jusqu'à $-1,5$) tandis que le degré de classement reste élevé (g ne dépasse pas quelques dixièmes d'unité, malgré la faible valeur de la médiane du sable, ce qui paraît exceptionnel dans d'autres conditions de gisement).

Dans les sables vaseux marins, comme dans les sédiments estuariens de même type, le stock grossier et le stock pélitique conservent toute leur individualité. L'étude comparée des répartitions granulométriques des sables et pélités dans un domaine régional montre d'ailleurs à chaque fois que les lois de dépôt sont différentes pour ces deux types d'éléments.

(50).1.5. - Lentilles de galets et blocs.

Il arrive fréquemment que l'on trouve, intercalés dans les séries sableuses fluviatiles ou estuariennes, des lits de matériaux plus grossiers paraissant correspondre à un apport accidentel. La granulométrie de ces lits

est très irrégulière, ce qui tient au fait que les formations les plus grossières peuvent avoir une double origine : les galets rencontrés sont des individus abandonnés par la dernière crue, ou au contraire ceux que cette crue n'a pas pu charrier et qui ont été lavés sur place du matériel fin qui les accompagnait. On peut passer d'un faciès de dépôt par excès de charge à un faciès de régression (LAFOND, 1953) et les variations sont fréquentes à l'intérieur même d'une lentille grossière déterminée. De telles variations ont fréquemment été décrites dans les zones torrentielles, comme le soulignent CAILLEUX et TRICART (1953). Quant aux gros blocs isolés qui parsement parfois les fonds, il est possible de les attribuer à des effondrements de roches survenus dans les parties étroites du lit (on en observe fréquemment dans toutes les zones forestières montagneuses : Mont-Cameroun, baie d'Antongil, Guyane intérieure), le transport se faisant ensuite par à-coups liés aux chasses d'eau provoquées par les ruptures d'embâcles. L'enchevêtrement extrême de la végétation tropicale forestière permet la multiplication spectaculaire de ces phénomènes de retenue provisoire, même sur des cours d'eau d'importance relativement grande, comme la Comté ou la rivière Grand Galibi, en Guyane. Les "îles flottantes" décrites sur l'Amazonie par les explorateurs relèvent du même type de phénomène.

(50).2. - MINÉRALOGIE DES SÉDIMENTS FINS.

La minéralogie des sédiments fins est bien entendu dominée par les associations de minéraux argileux. On étudiera successivement les caractères principaux des minéraux argileux, puis ceux des autres minéraux qui leur sont le plus couramment associés et ceux des composants amorphes de la phase pélitique ; on terminera par quelques considérations sur la signification des associations minéralogiques reconnues.

(50).2.1. - Le groupe de la kaolinite.

Dominantes en presque chacun des points étudiés, les kaolinites méritaient une étude particulièrement détaillée.

L'étude des agrégats orientés s'est rapidement montrée insuffisante pour permettre une distinction entre les kaolinites rencontrées et j'ai utilisé conjointement pour chaque échantillon le spectre Debye-Scherrer. Comme je l'ai indiqué au cours de l'exposé des techniques (§.4.1.1.), les degrés de cristallinité des kaolinites ne peuvent s'exprimer qu'en fonction d'une échelle locale : ni celle de MURRAY et LYONS (1956), ni celle de NICOLAS et FLEURENCE (1964) ne s'appliquent tout à fait à nos diagrammes. Les critères de reconnaissance ne prennent d'ailleurs toute leur valeur que si l'on prend soin d'utiliser toujours la même technique de préparation, en raison des risques constants d'orientation préférentielle des minéraux, qui faussent les valeurs relatives des intensités des réflexions (001) et (hkl). L'analyse thermique différentielle a souvent été utilisée à titre de diagnostic complémentaire.

On peut finalement reconnaître dans les sols continentaux, dans les alluvions fluviales, dans les sédiments estuariens ou littoraux de la zone intertropicale toutes les structures intermédiaires entre l'ordre parfait des kaolinites T et le désordre suivant les deux axes a et b qui caractérise habituellement les métahalloysites. Les halloysites hydratées elles-mêmes sont plus rares, quoique représentées dans certaines zones, et le problème qu'elles posent sera discuté tout à l'heure.

La grande variabilité des structures de kaolinites s'explique aisément si l'on considère des coupes traversant les complexes d'altération d'une part, les sédiments récemment déposés d'autre part : j'ai montré qu'il existait un véritable cycle superficiel des kaolinites (chap.17), la dégradation climatique aboutissant à des structures de type métahalloysite dans les horizons superficiels des sols, et les kaolinites se régularisant progressivement après leur dépôt, au cours des premiers stades de la diagenèse. La dégradation des kaolinites dans les sols paraît se faire suivant un processus qui a pu être reproduit expérimentalement (OBERLIN, 1957), mais dont bien des pédologues paraissent encore douter, considérant la kaolinite, une fois qu'elle s'est formée, comme un élément particulièrement stable (DELVIGNE, 1965) ; j'ai expliqué (§ 47.2.3.) comment les points de vue en présence pouvaient en fait se concilier.

La régularisation des réseaux aboutit à des structures de fire-clays, mais j'ai pu observer dans le cas des diagenèses les plus poussées (Quaternaire ancien I du bas-Wouri) l'apparition de la forme dite "métakaolin" (BRINDLEY, 1961), considérée habituellement comme liée exclusivement aux minéraux les plus ordonnés du groupe de la kaolinite (dickite et nacrite).

Dans toutes les régions étudiées, l'origine des kaolinites ne saurait faire de doute ; dans les profils pédologiques, la kaolinite est un minéral néogénétique ; partout dans le domaine sédimentaire, on doit par contre lui reconnaître une origine purement détritique, à moins de vouloir considérer comme résultat d'une néogénèse les modifications de réseau que l'on observe au cours du cycle superficiel. Dans les formations quaternaires anciennes comme celles de l'estuaire du Wouri, la disparition en profondeur de l'hydrargillite peut cependant être considérée comme un indice de la néogénèse de kaolinite à partir de l'alumine et de la silice dissoute dans les eaux marines. Je n'ai cependant aucune preuve directe du phénomène, à moins d'y rapporter la relative régularisation du réseau des minéraux du groupe, les individus cristallins les plus ordonnés représentant des germes néogénétiques et les moins ordonnés une phase détritique non modifiée. Dans l'état actuel de mes recherches, cette explication ne peut constituer qu'une hypothèse de travail.

La question des halloysites mérite quelques développements supplémentaires. On ne constate en effet que rarement dans les sédiments littoraux intertropicaux la présence d'halloysite hydratée, malgré toutes les précautions que l'on peut prendre pour éviter une deshydratation accidentelle de ces minéraux (chap. 4 et 17). Par contre, on a vu que les structures de

type métahalloysite sont extrêmement fréquentes dans les sols, même dans les zones perhumides : il semble donc bien que l'on ait de véritables métahalloysites naturelles dans les sols et les sédiments tropicaux.

La position du sommet de la raie (001) est cependant légèrement différente dans le cas des métahalloysites naturelles tropicales (7,17 à 7,20 Å) et dans le cas des métahalloysites obtenues au laboratoire par déshydratation ménagée d'halloysites vraies (7,22 à 7,50 Å). De même, alors que de nombreux auteurs indiquent des techniques susceptibles d'assurer une rehydratation ou une expansion des feuillets des métahalloysites classiques (§ 4.1.1.1.), je n'ai obtenu que des résultats assez décevants avec les métahalloysites naturelles tropicales, la mise au point des techniques expérimentales étant vérifiée à l'aide des résultats obtenus dans les mêmes conditions sur des échantillons de provenance classique (Djebel Debar, Salève).

Il semble donc bien en fin d'examen que les minéraux désordonnés a et b du groupe de la kaolinite que l'on rencontre dans les régions tropicales ne puissent qu'imparfaitement être assimilés à des métahalloysites, à moins d'étendre ce nom à tous les minéraux très désordonnés, comme semble d'ailleurs le suggérer BRINDLEY (in BROWN, 1961).

A plusieurs reprises et notamment au cours de l'étude des sédiments actuels du Wouri et du Gabon, j'ai d'autre part signalé des anomalies des spectres orientés des kaolinites : quelles que soient les précautions prises pour assurer une bonne orientation de la pellicule soumise à l'analyse diffractométrique, et en particulier malgré une bonne défloculation et une bonne dispersion de la suspension argileuse, on voit apparaître sur les diagrammes des traces correspondant aux raies non orientées de la kaolinite, sous la forme d'une bosse obtuse centrée sur 4,4 Å environ. Cette bosse représente la trace de réflexions diffuses liées aux plans (020) et (110) de la kaolinite. Elle disparaît par chauffage à 550° au même titre que les raies orientées du minéral.

L'interprétation du phénomène est délicate à partir des seules données diffractométriques, mais je n'ai pu disposer jusqu'ici de clichés au microscope électronique. Sous réserve de vérification, on peut penser qu'aux plaquettes tubulaires de kaolinite s'associent en petit nombre des formes tubulaires analogues à celles qui caractérisent les halloysites hydratées. Ces formes tubulaires ne sont absolument pas susceptibles de s'orienter comme les plaquettes, sur la plaque soumise à l'analyse diffractométrique et fourniraient donc l'embryon d'un spectre de poudre, même en agrégat orienté. Ce sont probablement ces structures tubulaires qui subissent une certaine expansion sous l'influence des polycyclés ou des produits complexants : j'ai indiqué au chapitre 16 que 10 % des feuillets pouvaient finalement être portés à un écart réticulaire de 9/10 Å par action du propanol dans les argiles récentes du Wouri.

(50).2.2. - Les autres minéraux argileux.

Sauf dans quelques cas particuliers, les autres minéraux argileux sont secondaires par rapport aux kaolinites.

Les minéraux du groupe de l'illite paraissent peu représentés dans le milieu littoral intertropical, sauf dans le cas où ils accompagnent la kaolinite au sein des apports détritiques continentaux (estuaire du Gabon, côtes guyanaises). Jamais je n'ai rencontré d'illites de néogène, comme en milieu tempéré ; en milieu estuarien, l'association illite-séricite est très fréquente par contre dans les sédiments silto-péltiques des zones aval (Wouri, Gabon). Les illites des zones tropicales sont assez dégradées, si l'on juge leur cristallinité sur la forme du pic (001), selon les critères de WEAVER (1960). Elles paraissent pour la grande majorité appartenir au type dioctaédrique, comme l'indiquent à la fois l'importance relative de la raie (002) et la position de la raie 060 autour de 1,50 Å. Les illites détritiques des argiles de la Coswine, en Guyane, paraissent avoir subi un transport particulièrement bref, puisqu'elles appartiennent au type trioctaédrique (raie 002 peu sensible et raie 060 autour de 1,53 Å) selon les critères de BRADLEY et GRIM (in BROWN, 1961). La rareté des illites détritiques en zone intertropicale souligne que c'est le manteau d'altération ferrallitique qui fournit l'essentiel du matériel au cours du cycle d'érosion actuel.

La montmorillonite n'est présente en abondance que dans les mêmes conditions que les illites (Massif du Mont Cameroun, côtes guyanaises) ou alors lorsque les précipitations se raréfient, c'est à dire lorsque l'on passe de la zone perhumide lessivée à la zone tropicale subdésertique (Nord Ouest et Ouest malgaches). Les montmorillonites détritiques de la zone perhumide sont assez dégradées ; les réflexions qui les caractérisent sont floues et beaucoup d'entre elles sont noyées au milieu des raies appartenant aux autres constituants majeurs du mélange, la kaolinite et éventuellement l'illite. Comme je l'ai indiqué en particulier à propos des mangroves de la région de Morondava, la cristallinité des montmorillonites s'améliore en région à climat plus sec, bien que le gisement des montmorillonites littorales ou lagunaires soit toujours évidemment d'origine déritique. BALTZER (1965) en Nouvelle Calédonie a décrit de belles montmorillonites en milieu lagunaire, à une latitude à peu près semblable à celle de l'Ouest malgache.

Il convient de souligner que les montmorillonites détritiques de la zone perhumide recueillies en milieu continental ont un écart réticulaire de base naturel voisin de 14 Å, alors qu'en milieu littoral ou estuarien, cet écart est régulièrement voisin de 12 Å et caractérise donc une saturation en ions sodium. Les montmorillonites lagunaires de BALTZER (op.cit.) sont par contre des montmorillonites à 14/15 Å.

Au cours de deux des études entreprises, il me paraît possible d'envisager une évolution des montmorillonites au sein des sédiments récents :

a) - En baie d'Antongil, les éléments pélitiques déversés en mer à l'extérieur des bouches de l'Antanambalana s'enrichissent relativement en montmorillonite du littoral vers les petits fonds, bien que la montmorillonite reste toujours un constituant secondaire du mélange argileux, dominé par la kaolinite et l'hydrargillite. Cet enrichissement relatif paraît correspondre à un processus de sédimentation différentielle dans un bassin océanique calme.

b) - Sur les côtes de Guyane, l'analyse quantitative des proportions des trois minéraux argileux cardinaux dans les sédiments pélitiques actuels indique un enrichissement relatif assez net en montmorillonite, des bouches de l'Amazone à la région de Cayenne. Cet enrichissement en montmorillonite peut être interprété encore comme un effet de sédimentation différentielle, les particules de montmorillonite étant en moyenne de taille inférieure aux particules d'illite et de kaolinite ; la granulométrie des vases littorales s'affine en effet progressivement du SW au NE. Mais la longue évolution des apports amazoniens en milieu marin franc, le long du littoral, permet également d'envisager l'hypothèse d'une néoformation du minéral à partir des constituants primitifs du mélange, en particulier des illites. Les apports amazoniens contenant déjà une grande quantité de montmorillonite et les caractères singuliers du minéral n'étant que mal déterminables au sein d'un mélange de trois constituants majeurs, il me paraît difficile pour l'instant de choisir avec certitude entre les deux interprétations. Quoiqu'il en soit, la plus grosse partie des montmorillonites des côtes de Guyane est d'origine amazonienne, donc détritique.

Les chlorites deviennent en zone tropicale des minéraux tout à fait secondaires dans la zone littorale ; elles sont mal caractérisées du point de vue minéralogique, puisqu'elles ne résistent que très imparfaitement à la chaleur ; leur inertie en présence des ions potassium permet cependant de les différencier des vermiculites. Les chlorites les plus remarquables décrites dans ce mémoire proviennent de la région de Kompong-Som (Cambodge) où elles dérivent directement des chlorites des grès verts de la formation voisine des Indosinias. Les chlorites du Wouri paraissent également d'origine détritique. En fait, les conditions du lessivage sont telles en zone intertropicale qu'il n'y a que peu de chances de rencontrer dans les zones estuariennes des minéraux néogénétiques comme ceux décrits par exemple sur les côtes nord-américaines.

Les vermiculites sont encore moins fréquentes que les chlorites si l'on accepte de considérer comme essentiel le critère de réaction de ces minéraux à l'ion potassium. Je ne les ai identifiées avec une certitude raisonnable qu'à la base de certains profils ferreux, ou dans quelques couches flamandaises de la baie d'Antongil. Ce gisement est analogue à celui décrit par LELONG (1964) en Guyane forestière. Le minéral se présente le plus souvent sous la forme d'un interstratifié illite-vermiculite bien caractérisé. Il semble se diluer dans les apports plus banaux ou disparaître en milieu marin franc.

La pyrophyllite est une rareté minéralogique dans les associations sédimentaires. J'en ai cependant rencontré un gisement en Guyane française, dans une savane du Quaternaire moyen, où le minéral est détritique.

En dehors des illites-vermiculites précédemment citées les minéraux interstratifiés sont toujours des constituants secondaires et mal formés des mélanges argileux. La variabilité des espèces rencontrées et leur faible abondance tendent à faire admettre qu'en milieu marin littoral comme ailleurs, ce sont des produits de transition plus ou moins éphémères. Au cours de la diagenèse (Quaternaire du Wouri par exemple), ces minéraux disparaissent totalement des préparations. On les rencontre encore moins dans les sédiments anciens, comme ceux du Crétacé du Gabon (LAFOND, 1965 d).

(50).2.3. - Les minéraux associés aux argiles.

Quartz fin et surtout feldspaths détritiques se rencontrent assez fréquemment même dans la phase la plus fine des sédiments littoraux et estuariens ; les feldspaths sont plus fréquents lorsque l'alimentation de la zone littorale est assurée plus ou moins directement à partir des apports continentaux (Wouri dans une certaine mesure, mais surtout zone du Mont-Cameroun-Baie d'Antongil). Au contraire, ces minéraux sont pratiquement absents des associations sédimentaires (pour la phase étudiée aux rayons X) lorsque le stock argileux a subi un transport à longue distance (Guyane) ou a longuement évolué sur place devant le rivage (côtes de Guinée).

Parmi les oxydes de fer, seuls la goethite et l'hématite ont une certaine importance. Dans le milieu littoral, l'hématite est toujours détritique et provient de l'érosion des cuirasses ferrugineuses ou des horizons pisolitiques continentaux. La goethite peut avoir la même origine, mais j'ai montré (§ 27.2.3.2.) qu'elle pouvait se constituer progressivement dans les sédiments récents de la baie de Bombetoka, à partir de gels ferriques amorphes d'origine continentale. Dans les vases littorales, la goethite crypto-cristalline des phases pélitiques pourra donc souvent être un minéral purement néogénétique.

L'hydrargillite est le seul hydroxyde d'aluminium rencontré de façon courante en milieu intertropical. Dans les profils pédologiques, on la trouve parfois pseudomorphosant des minéraux primaires dans les zones d'altération (Cameroun, côte d'Ivoire), mais le plus souvent sous forme crypto-cristalline. Ce minéral représente le résidu d'un lessivage intense des roches, et doit donc être considéré là comme néoformé. Dans les assises sédimentaires estuariennes ou littorales par contre, l'hydrargillite est toujours détritique, comme l'indiquent à la fois sa faible cristallinité et son association avec des minéraux dont la signification géochimique est toute différente : montmorillonite (Mont Cameroun), sulfures (Préflandrien du Wouri), montmorillonite et interstratifiées (Baie d'Antongil).

L'hydrargillite est instable en milieu littoral ou estuarien, et elle disparaît d'ailleurs assez rapidement par diagenèse précoce, se transformant vraisemblablement en kaolinite (Quaternaire ancien I et II du Wouri, mangroves du Cameroun et du Gabon et même certains petits fonds de la baie d'Ambas, au pied du Mont Cameroun).

Les sulfures de fer sont abondants en milieu estuarien et lagunaire, en liaison avec la baisse du rH dans les zones immergées. On n'en rencontre pas, tout au moins au voisinage de la surface du sol sous-marin, dans les zones marines littorales franches, mieux oxygénées. Ces sulfures cryptocristallins appartiennent soit au groupe de la pyrite, soit au groupe de la pyrrhotite, d'après leur spectre de rayons X, mais la pyrite paraît plus abondante que la pyrrhotite dans les zones étudiées.

La diagenèse de ces sulfures cryptocristallins fournit de petits cubes de pyrite (régressions du Quaternaire du Wouri) lorsque le milieu est particulièrement réducteur et riche en soufre ; par contre, une oxydation partielle en dérivés sulfatés du type jarosite est fréquente sous l'influence des sous-écoulements en zone estuarienne (Wouri, Konkouré).

(50).2.4. - Les associations minéralogiques en zone littorale intertropicale.

On peut distinguer plusieurs types d'associations minérales dans les sédiments pélagiques estuariens et littoraux de la zone tropicale.

1) - Les associations à kaolinite dominante sont probablement les plus largement représentées, elles traduisent une prédominance des influences climatiques. Le minéral est d'origine détritique mais peut subir des modifications suivant le cycle décrit chapitre 17. La kaolinite est pratiquement seule, avec l'hydrargillite, dans le milieu continental. Les associations sont un peu plus variées en milieu littoral :

- Dans le Wouri, la kaolinite est associée à l'hydrargillite, mais montmorillonite et chlorite sont des constituants secondaires.

- Dans le Préflandrien du Wouri, la kaolinite s'associe à des sulfures abondants mais aussi à l'hydrargillite. La kaolinite reste seule dans les couches antérieures du Quaternaire ancien II.

- Au Gabon, on retrouve une association kaolinite-hydrargillite, avec montmorillonite et chlorite secondaires.

- En Guinée, seule l'hydrargillite paraît s'associer à la kaolinite, bien que BERTHOIS (1963) indique la présence d'autres minéraux que je n'ai pas retrouvés.

- A Majunga, c'est la goethite et secondairement la montmorillonite qui accompagnent la kaolinite.

- En baie d'Antongil, la kaolinite est accompagnée d'hydrargillite, d'un peu de montmorillonite et parfois d'illite-vermiculite.

- Dans les argiles de la série de la Coswine, la kaolinite est très dominante, mais accompagnée d'un peu d'illite et de vermiculite, parfois de pyrophyllite.

Ce sont donc uniquement les minéraux secondaires qui permettent de différencier entre elles ces associations .

2) - Les associations mixtes kaolinite-montmorillonite sont plus variées dans leur mode de genèse.

On peut distinguer :

- des associations liées à la nature du substratum rocheux, comme sur les flancs et au pied du Mont Cameroun, où l'hydrargillite s'associe aux deux constituants majeurs.

- des associations liées à un climat subdésertique, comme celle qui caractérise la région de Morondava. Suivant le climat, la montmorillonite est dominante par rapport à la kaolinite (Morondava) ou non (Basse Tsiribihina).

- des associations liées à des apports exotiques, comme celle qui caractérise les argiles de Demerara, où l'illite s'associe aux deux minéraux cités.

3) - Les associations triples kaolinite - illite - montmorillonite, dont le type est représenté par les argiles de Demerara ou les argiles des bouches de l'Amazonie. Comme je l'ai signalé, la richesse en montmorillonite du sédiment augmente de l'Amazonie aux Guyanes, sous l'influence (mécanique ou chimique) du transport.

4) - Les associations kaolinite - illite - vermiculite, signalées sporadiquement à la base des profils pédologiques ou dans certaines couches sédimentaires d'extension limitée.

On constate que ces grandes associations définissent de vastes provinces sédimentaires dans lesquelles les constituants majeurs restent les mêmes. Mais à l'intérieur de ces provinces, c'est le plus souvent la variation des minéraux secondaires qui permet de suivre le déroulement des processus sédimentaires, comme deux exemples peuvent l'illustrer :

a) - en baie d'Antongil, l'augmentation de la teneur en montmorillonite des vases littorales (essentiellement kaoliniques) depuis la côte Nord vers le Sud et le Sud Est indique à la fois l'étalement des apports de l'Antanambalana sur les fonds et la faible contribution des autres rivières à la sédimentation côtière.

b) - Le fait que l'on rencontre la même proportion de montmorillonite et d'halloysite, minéraux secondaires au sein d'une association à dominante kaolinique, dans toutes les zones de sédimentation péltique de l'estuaire du Wouri, aussi bien en amont qu'en aval du système, implique que la dispersion des apports se fait non pas à partir de la zone continentale, mais à partir d'une zone centrale de distribution ; ce résultat est confirmé par l'examen du faciès granulométrique des sédiments estuariens.

Les résultats précédents soulignent, s'il en est besoin, la nécessité de procéder à une analyse fine des constituants des argiles naturelles et de ne pas se contenter de la détermination expéditive des minéraux les mieux représentés dans la phase fine du sédiment.

(50).3. - LES PHENOMENES DE DIAGENESE LITTORALE ET LES FORMATIONS QUATERNAIRES.

A plusieurs reprises, j'ai signalé l'importance des phénomènes de diagenèse précoce en milieu littoral ou estuarien, dans les zones tropicales.

(50).3.1. - Exemples de diagenèse dans des séries récentes.

Je rappellerai succinctement les caractères de deux séries récentes, que des sondages m'ont permis d'étudier plus complètement.

(50).3.1.1. - Le Quaternaire du Wouri (Cameroun).

Les sondages implantés à Douala permettent de définir une série quaternaire complexe dans la vallée du bas-Wouri ; la 4^{ème} partie du mémoire a été entièrement consacrée à ces formations, dont il suffira de rappeler ici les caractères essentiels.

A la base, le Quaternaire ancien I apparaît dans les sondages les plus profonds. C'est un remplissage continental et estuarien à la base de la falaise tertiaire de Bonabéri-Deïdo. La série est lenticulaire, très hétérométrique dans son ensemble. Les argiles sont uniquement des kaolinites du type fire-clays, relativement peu désordonnées, et dont les caractères thermiques sont plutôt voisins de ceux des kaolinites ordonnées. La goethite accompagne la kaolinite en faible proportion.

Une première phase de régression (Régression I) termine la série. Elle est caractérisée par des dépôts lagunaires saumâtres ou marécageux. La kaolinite est du même type que précédemment mais accompagnée de pyrite, parfois macrocristalline, et de débris organiques en grande quantité, notamment de débris ligneux. Dans certains sondages, les sulfures sont secondairement oxydés, des sulfates apparaissent et le pH est extrêmement bas.

Une nouvelle transgression amène le retour de faciès estuariens typiques : c'est le Quaternaire ancien II. Les formations sont lenticulaires et très hétérométriques dans l'ensemble. Le seul minéral argileux représenté est une kaolinite moyennement désordonnée du type fire-clay. Il n'y a pas de fer et la couleur gris-bleuâtre pâle de la formation est caractéristique.

Après une phase d'érosion mise en évidence par l'existence d'assises surconsolidées, la sédimentation redevient de type saumâtre et marécageux; c'est la régression II ou régression préflandrienne. On trouve des argiles tourbeuses à sulfures, parfois secondairement oxydés. Les pH sont à nouveau remarquablement acides. La kaolinite est une métahalloysite naturelle associée à des fire-clays très désordonnés ; elle est accompagnée d'hydrargillite.

Le niveau de la mer remonte lors de la transgression flandrienne et le dépôt des formations estuariennes : argiles noires et sables, se poursuit jusqu'à nos jours. Les sables sont recouverts d'une pellicule d'hydroxyde ferrique ; les matières organiques sont abondantes et peu évoluées (prédominance des acides fulviques libres) ; les argiles sont surtout des kaolinites du type le plus désordonné, mais l'hydrargillite est abondante, la montmorillonite présente en quantité faible mais constante, ainsi que des chlorites ferrugineuses thermolabiles.

Dans l'ensemble de la série, on observe donc par trois fois la récurrence de faciès estuariens bien caractérisés par la granulométrie et la pétrographie, et par deux fois l'apparition de faciès marécageux, reconnaissables essentiellement par leurs caractères physico-chimiques très particuliers. La comparaison des propriétés des séries de même faciès mais d'âge différent met en évidence une certaine évolution diagénétique des sédiments :

1) - Dans les faciès estuariens, les kaolinites se régularisent. L'hydrargillite disparaît dans le Quaternaire ancien, en dépit de son origine détritique évidente. La fer est abondant dans les formations récentes, présent à l'état de sulfures, de complexes organiques et d'oxydes détritiques ; il existe aussi à la base de la série (QA I) mais manque presque totalement dans la série centrale (QA II).

2) - Dans les faciès marécageux, l'hydrargillite détritique du préflandrien disparaît également dans les formations plus anciennes. Les matières organiques évoluent, seuls les débris ligneux restant inaltérés. Les sulfures donnent soit des individus macrocristallins, soit des produits d'oxydation ménagés : sulfates du type jarosite et surtout acide sulfurique libre. La dissémination des produits solubles dans la série Quaternaire est à l'origine de la déferruginisation du QA II sous le Préflandrien comme l'indique l'extension sporadique des pH très acides vers le bas de la série.

(50).3.1.2. - Le Flandrien de la baie d'Antongil (Madagascar)

Des sondages implantés dans la partie Nord-Est de la baie d'Antongil ont traversé des formations récentes sur une trentaine de mètres d'épaisseur, aux environs du site portuaire de Hiaraka. La description des formations rencontrées et les analyses des échantillons ont été données dans le chapitre 30. On peut se reporter également aux figures n° VIII.12 à 15.

La datation au carbone 14 d'une couche à débris végétaux rencontrée à 25 m. de profondeur a démontré que l'ensemble de la série devait être rapporté à la transgression flandrienne, la date retenue pour la couche à 25 m. étant de 8.910 ± 80 B.P.

Dans cette série flandrienne, aucune différenciation minéralogique ne paraît sensible, si l'on en excepte la présence à 24 m. d'une couche à illite-vermiculite très bien individualisée. Mais ce minéral caractérise des horizons profonds des sols et la couche en question représente peut-être un paléosol préflandrien. En particulier, l'hydrargillite est présente dans tout le Flandrien, comme la kaolinite et la montmorillonite en traces.

On ne constate pas non plus de différenciation chimique notable d'une couche à l'autre, quel que soit le sondage étudié (voir le tableau des analyses chimiques, page 501).

L'analyse thermique différentielle permet par contre de suivre l'évolution des sédiments (Fig. n° VIII.13 et 14). Dans les couches superficielles, les réactions caractéristiques de la déshydratation de l'hydrargillite (pic endothermique à 300°) et de la kaolinite (330°) sont partiellement masquées par les réactions exothermiques complexes liées à la pyrolyse des matières organiques. Elles apparaissent de mieux en mieux à mesure que l'on s'adresse à des sédiments plus anciens, tandis que les réactions exothermiques s'individualisent. Finalement, vers 20 m. de profondeur (sondage B 10), on distingue une réaction exothermique de basse température, vers $200-250^\circ$, et une réaction très rapide vers 450° . La signification de ce crochet exothermique de haute température n'est pas évidente et a été discutée au chapitre 16, à propos du Nguri. Rappelons que les auteurs l'interprètent soit comme une oxydation de la pyrite (JOUSSÉ, 1961) soit comme une combustion des éléments ligneux (SMOTHERS et CHIANG, 1958). Dans les couches les plus basses des sondages, en particulier dans les formations à illite-vermiculite, la réaction exothermique de haute température n'est plus décelable, ce qui confirmerait bien qu'il s'agit non d'un sédiment, mais d'un paléosol préflandrien d'origine continentale.

L'analyse thermogravimétrique (Fig. n° VIII.15) aboutit aux mêmes conclusions. De la surface à 21 m. de profondeur, les courbes indiquent les mêmes proportions des divers constituants du sédiment, malgré les différences enregistrées au cours de l'analyse thermique différentielle. Par contre, le sédiment à illite-vermiculite, à 25 m., est quantitativement différent des autres, beaucoup moins riche en hydrargillite en particulier, et probablement plus riche en kaolinite.

Dans la série récente du Flandrien de la baie d'Antongil, les différences sont donc mineures entre les diverses couches déposées, si l'on considère à part le paléosol de base. La diagenèse récente ne se traduit finalement que par une évolution des matières organiques. La comparaison de ce résultat avec les analyses thermiques différentielles des sédiments récents du flandrien du Wouri (Fig.n° IV.6.) montre que l'évolution observée à Antongil est probablement assez générale.

(50).3.2. - Diagenèse des minéraux argileux.

Les résultats précédents permettent de préciser certains points concernant la diagenèse des minéraux argileux.

1) - Les kaolinites subissent une évolution à long terme qui tend à une régularisation du réseau cristallin, puisque les structures de métahalloysite s'effacent devant des structures plus ordonnées, sans d'ailleurs que l'évolution soit poussée à son terme dans les séries étudiées, et en particulier sans que réapparaissent les kaolinites T très ordonnées que l'on rencontre in situ dans les horizons pédologiques profonds, avant le début du cycle glyptogénétique. Néanmoins, les kaolinites des couches les plus anciennes ont des propriétés thermiques remarquables et, comme les nacrites, fournissent au chauffage des structures dites de métakaolin (LAFOND, 1965 c et chap.17).

2) - Les autres minéraux argileux paraissent peu sensibles à la diagenèse précoce : les montmorillonites se rencontrent en quantité comparable dans tout le Flandrien du Wouri et dans tout le Flandrien d'Antongil, le taux de variation du pourcentage de montmorillonite étant d'ailleurs bien plus grand en fonction de la position géographique de l'échantillon qu'en fonction de sa position stratigraphique dans le sondage. La montmorillonite n'est pas représentée dans les formations du Quaternaire ancien du Wouri, sans que l'on puisse en déduire qu'elle a disparu à la suite d'un lessivage post-sédimentaire ou qu'elle se trouvait absente du stock argileux transitant à travers le Wouri à cette époque. Illite et pyrophyllite constituent des minéraux particulièrement résistants à une diagenèse, au moins au cours des premiers stades étudiés ici ; on peut cependant s'attendre à une régularisation du réseau de l'illite détritique, en milieu sédimentaire confiné. Les zones étudiées dans ce mémoire sont toujours beaucoup trop lessivées pour que l'on puisse espérer faire à ce sujet des observations intéressantes.

Les chlorites sont dans les zones littorales tropicales des minéraux détritiques fortement dégradés. Je ne pense pas avoir rencontré de chlorites en voie de formation dans les secteurs que j'ai étudié, et on assiste plutôt à une disparition progressive de ce type de réseau. Il en va de même pour les vermiculites, rarement mises en évidence dans quelques horizons particuliers des sols ou des paléosols, mais jamais bien caractérisées dans les formations sédimentaires détritiques récentes.

3) - L'hydrargillite est instable à la longue dans les formations sédimentaires littorales. Elle disparaît dans le Quaternaire ancien du Wouri, alors qu'elle est présente à l'état détritique dans le Préflandrien et le Flandrien. Il est hautement probable qu'elle se transforme en kaolinite sous l'influence des solutions siliceuses qui imprègnent les sédiments, comme cela se passe dans les horizons modérément lessivés des sols ferrallitiques. Comme la kaolinite, l'hydrargillite subit une dégradation lors des processus d'érosion et de transport, comme l'atteste l'élargissement des réflexions du minéral aux rayons X; la transformation du minéral en kaolinite dans les sédiments anciens ne permet pas de suivre le processus inverse, comme pour les kaolinites.

4) - Le fer, lorsqu'il est transporté sous forme d'hydroxyde libre comme c'est le cas dans le bassin de la Betsiboka, a tendance à constituer des agrégats crypto-cristallins organisés selon le réseau de la goethite. Cette transformation est rapide et a pu être reproduite au laboratoire (§ 27.3.2.), mais des stades intermédiaires peuvent être reconnus dans les sédiments naturels, à conditions que ceux-ci soient récoltés dans des zones où le colmatage est très rapide (Port-Schneider).

5) - En milieu estuarien, le fer est plutôt présent sous forme de complexes organiques amorphes aux rayons X, et sa minéralisation se produit sous forme de sulfure ; l'analyse aux rayons X montre que ces sulfures ne sont pas amorphes, mais s'organisent sur le type de réseau de la pyrite ou plus rarement de la pyrrhotite, les deux minéraux pouvant coexister dans les échantillons récents (Flandrien du Wouri). L'évolution se fait suivant deux directions, selon les conditions de milieu :

- si le milieu reste réducteur, la pyrite devient macrocristalline et la pyrrhotite semble disparaître. L'association de la pyrite avec les matières organiques est évidente dans toutes les séries géologiques, mais est déjà particulièrement sensible dans les dépôts de la régression I du Wouri, où l'on observe de nombreux petits cubes de pyrite fixés sur des débris ligneux. La cristallisation de la pyrite et l'élimination des matières organiques solubles vont de pair.

- si le milieu devient oxydant, à la suite de circulations d'eaux souterraines par exemple, les sulfures s'oxydent partiellement : de l'acide sulfurique est libéré dans le milieu dont le pH peut descendre à 2,5. La solubilisation des cations est accélérée et des sulfates apparaissent (jarsite ou plus rarement mélanterite). Dans ces sulfates, le fer reste à l'état ferreux.

(50). 3.3. - Diagenèse des matières organiques.

L'application de la méthode de fractionnement des matières humiques de TYURIN (1951) aux sédiments littoraux récents a permis de montrer que la plus grande partie de ces matières organiques était constituée par des produits

acide-solubles libres (acides fulviques libres). Les produits alcalino-solubles (acides humiques) sont nettement subordonnés aux précédents, de même que l'ensemble des matières humiques liées au calcium et même au fer et à l'aluminium. Le comportement thermique de ces acides fulviques libres est peu caractérisé. L'analyse thermique différentielle montre que la pyrolyse est progressive et peut se prolonger parfois jusqu'à 600°, les réactions exothermiques pouvant oblitérer les crochets caractéristiques des minéraux argileux. Comme je l'ai indiqué à propos du Flandrien de la baie d'Antongil, le comportement thermique des matières organiques varie très rapidement avec l'âge du sédiment, et deux zones exothermiques principales finissent par s'individualiser:

- l'un aux environs de 200°, sous la forme d'une bosse obtuse ; elle correspond à la pyrolyse des matières organiques résiduelles peu transformées.

- l'autre sous la forme d'un pic très aigu centré sur 450°, pic d'autant plus marqué que l'on s'adresse à des échantillons provenant de couches plus profondes. L'interprétation de ce pic est incertaine, comme je l'ai signalé précédemment ; qu'on le rapporte à une réaction de la pyrite ou à la pyrolyse de débris ligneux résistants, la formation de ce pic correspond à un phénomène diagénétique. J'ai noté d'ailleurs que la carbonisation des matières organiques et l'individualisation des cristaux de pyrite se faisaient contemporanément dans le sédiment, ce qui réduit peut-être l'importance de l'incertitude qui reste encore sur la signification de la réaction exothermique de haute température.

L'application des méthodes de fractionnement de TYURIN aux sédiments anciens est décevante, peu de composés pouvant être extraits. On n'observe plus en particulier de prédominance des acides fulviques libres, ce qui tendrait bien à prouver que c'est aux dépens de ceux-ci que se fait la diagenèse des matières organiques. Je pense que l'on se trouve là en présence d'un vaste champ de recherches jusqu'ici peu exploré, mais que tout travail valable doit commencer par l'individualisation précise des constituants des matières organiques ; ceci suppose évidemment la possession d'un laboratoire de chimie organique bien outillé.

CHAPITRE CINQUANTE ET UN

PRINCIPAUX RESULTATS ACQUIS AU COURS DE CETTE ETUDE.

Je vais rappeler maintenant les principaux résultats nouveaux qui peuvent se dégager de cette étude. On peut les grouper en trois paragraphes consacrés aux acquisitions méthodologiques, aux résultats de sédimentologie locale et à la définition des divers domaines étudiés.

(51).1. ACQUISITIONS METHODOLOGIQUES

J'ai eu l'occasion de perfectionner très largement les méthodes d'étude à employer dans les zones littorales tropicales, entre ma première mission sur les côtes de Guyane et les recherches plus récentes entreprises en Afrique centrale et à Madagascar. Je n'évoquerai ici que les améliorations définitivement retenues et testées par de nombreuses expériences.

Dans le domaine de l'hydrologie estuarienne, j'ai utilisé systématiquement la méthode des prélèvements au point fixe pendant un cycle complet de marée, qui est la seule permettant de calculer exactement le bilan solide des transports dans la zone envisagée. La mesure conjointe du pH, de la salinité et de la turbidité sur chaque échantillon recueilli permet d'apprécier le caractère estuarien ou fluviatile de la section étudiée, puis de déterminer le mécanisme de transport des éléments en suspension. L'examen de plusieurs dizaines de milliers de mesures de turbidité permet en outre de dégager une loi approximative de variation générale de la turbidité avec la profondeur, qui permet de passer des valeurs individuelles de cette grandeur à des moyennes générales ; la comparaison de ces moyennes avec les débits liquides tirés par ailleurs des mesures de vitesse des courants de marée aboutit à l'expression du volume transporté en suspension dans l'estuaire. Si la précision de la méthode de calcul utilisée est moyenne, elle permet cependant de donner un ordre de grandeur au phénomène mesuré, ce qui était tout à fait aléatoire en l'absence de mesures systématiques. La connaissance de cet ordre de grandeur est fondamentale dans l'établissement des prévisions budgétaires de dragage au voisinage des ouvrages portuaires construits.

Les méthodes analytiques utilisées au laboratoire d'hydrologie ont été simplifiées et systématisées, de façon à augmenter le rendement et à pouvoir comparer tous les chiffres plus valablement. C'est ainsi que j'ai

adopté la méthode des résistivités électriques pour la mesure de la salinité, en raison des fortes dilutions subies par les eaux marines dans certains cas ; la précision absolue de la mesure se trouve d'ailleurs augmentée lorsque la salinité diminue. Pour éviter toute perturbation d'origine locale, les courbes d'étalonnage salinité/résistivité ont été établies pour chaque étude particulière à l'aide d'échantillons d'eau estuarienne. La mesure des turbidités a également été très largement simplifiée par l'emploi de procédés optiques, remplaçant les fastidieuses pesées de résidu sec par une simple lecture de transparence sur un colorimètre. Même les fortes turbidités peuvent être mesurées de cette façon après dilution convenable. Pour la turbidité également, l'étalonnage du colorimètre a été assuré dans chaque cas particulier à l'aide de sédiments estuariens d'origine locale.

Dans un cas très favorable, celui de la baie de Bombetoka à Madagascar, j'ai pu suivre directement au théodolite l'évolution de la turbidité dans l'estuaire au cours du cycle de marée. La méthode n'est malheureusement guère généralisable, les colorations des masses d'eaux étant le plus souvent très peu visibles sous le ciel plombé des tropiques, et les apports continentaux n'étant qu'exceptionnellement caractérisés par une couleur aussi vive que celle des sédiments de la Betsiboka.

Parmi les méthodes sédimentologiques, j'ai particulièrement développé l'application de la granulométrie et de la mesure des radioactivités naturelles.

L'utilisation de colonnes de tamis soigneusement entretenus et vérifiés comme l'application stricte des directives de RIVIERE et MUNIER (1944) au cours des processus d'analyse par sédimentation à la pipette d'Andreassen m'ont permis de disposer de résultats granulométriques expérimentaux très précis. L'application de la méthode des indices (RIVIERE, 1952, 1960) permet de développer et de rationaliser l'interprétation des courbes. Les gradients d'indice en fonction des distances, définis une première fois lors d'études sur la Vilaine (LAFOND, 1953 b) se sont révélés au cours des études entreprises d'un usage absolument général. Les faciès de régression, définis par une inversion des gradients d'indice en Bretagne (LAFOND, 1953 a) sont également largement représentés au cours des phénomènes fluviaux, estuariens ou littoraux.

A elle seule, l'étude granulométrique permet de mettre en évidence de nombreux phénomènes de transport estuarien ou littoral ; elle contribue également à éclaircir le mécanisme de l'envasement des estuaires puisque les granulométries des vases déposées en amont et en aval sont, dans le cas des estuaires à alimentation continentale, toujours de caractère hyperbolique et correspondent donc à un dépôt par décantation lors des étales. Au contraire, les dépôts des zones centrales sont logarithmiques ou même légèrement paraboliques. Dans les estuaires à alimentation marine par contre, les granulométries évoluent lentement d'aval en amont, mais correspondent toujours à un dépôt par excès de charge.

En 1962, A et M.A. RIVIERE ont montré que la granulométrie de nombreux sédiments pouvait être représentée par deux demi-distributions indépendantes, gaussiennes par rapport à une fonction en $a x^N + b$, ou en $a \cdot \log x + b$ si $N = 0$ depuis on a constaté cependant que certaines granuométries apparemment unimodales ne peuvent être assimilées à ces demi-fonctions gaussiennes et la relative généralité du phénomène m'a amené à rechercher une cause à ces exceptions.

Les courbes exceptionnelles peuvent être décrites comme une association de trois faciès, les faciès extrêmes pouvant être réduits à des demi-distributions gaussiennes en x^N , mais la portion centrale correspondant strictement à une distribution causale, en général une fonction logarithmique dans le cas des sables fluviatiles. On peut suivre le passage des sédiments à trois distributions à des sédiments à deux distributions le long de certains estrans, de l'embouchure des cours d'eau vers les zones plus nettement marines. Le développement progressif des distributions gaussiennes sur les plages aux dépens des distributions causales peut se relier au mécanisme de construction des bourrelets d'estran sous l'influence des houles ; les faciès marginaux apparaissent aux dépens de la distribution logarithmique primitive et leur extension dans l'ensemble de la granulométrie permet de déterminer quantitativement l'importance du triage lié au déferlement. On définit comme coefficient de distribution causale la mesure, en unités d'ordonnées, de la projection sur l'axe des ordonnées de la portion de la courbe granulométrique totale correspondant à une distribution causale. Il tend à s'annuler lorsque des actions alternatives se font sentir sur un sédiment bien trié, transformant sa granulométrie par lévigation successives au point de faire disparaître la distribution primitive au profit d'une distribution plus complexe, dont le caractère de convergence avec une demi-distribution aléatoire peut-être considéré comme largement confirmé.

Inversement, on peut voir se développer des distributions logarithmiques aux dépens de distributions aléatoires, lorsque le matériel de départ est lui-même un sable ou un grès ancien déjà évolué (cas des grès ordoviciens de Guinée). L'étude de la granulométrie des sables de ruissellement de ces formations montre le passage d'une distribution aléatoire à une distribution presque totalement causale, puis la réapparition d'une distribution aléatoire sur l'estran au débouché des cours d'eau.

L'étude des caractères morphoscopiques des grains de quartz provenant des croutes et cuirasses ferrugineuses m'a permis de préciser, conjointement avec la méthode des minéraux lourds, la provenance de plusieurs stocks sableux actuellement isolés (Wouri, estuaire du Gabon), ou bien d'estimer la part de chaque stock dans un mélange d'origine complexe (baie d'Antongil) .

La mesure des radioactivités naturelles des sédiments a été souvent décevante en zone ferrallitique, par suite du lessivage trop intense. Dans des cas exceptionnels, la contribution de la méthode à l'étude des transits sableux littoraux s'est révélée très fructueuse, comme à Fort-Dauphin et dans une moindre mesure à Morondava. L'étude conjointe du rayonnement bêta, du rayonnement gamma et du rapport entre ces deux grandeurs permet en effet de caractériser des domaines sédimentaires différents. Les résultats recourent ceux tirés de l'analyse minéralogique de la fraction lourde (LAFOND, 1958) mais la méthode est plus facile à mettre en oeuvre et les résultats sont immédiatement disponibles sur le terrain.

Dans le domaine de la minéralogie des argiles, j'ai développé l'usage des spectres de poudre, conjointement à la méthode classique des agrégats orientés. Les résultats sont intéressants dans le cas des sédiments monominéraux ou presque monominéraux.

La méthode permet en particulier de classer en fonction de leur cristallinité toutes les kaolinites naturelles ; les interprétations des spectres non orientés restent difficiles dans le cas des mélanges en proportions semblables de deux ou plusieurs minéraux. Les spectres de poudre permettent en outre une meilleure détermination des constituants non argileux associés aux sédiments, en particulier de la goethite, des feldspaths détritiques et des sulfures.

L'utilisation des rayons X m'a permis également de résoudre des problèmes liés à l'hydratation des kaolinites et au vieillissement des gels ferriques.

La goethite apparaît sous des formes crypto-cristallines et l'on peut suivre le développement des germes aux rayons X : les raies à 4,22 Å se rapprochent de 4,16 Å, valeur caractéristique du minéral, tandis que l'intensité de la raie à 2,69 Å augmente corrélativement.

L'analyse thermique différentielle n'a pu être employée qu'après 1963 : outre un complément de détermination, elle m'a procuré des indications très intéressantes sur la diagenèse progressive des sédiments. L'analyse thermogravimétrique a été utilisée pour préciser la composition quantitative de certains sédiments, mais la présence constante de matières organiques limite la portée des résultats acquis. Par contre, l'étude de ces matières organiques elles-mêmes peut-être entreprise par cette méthode.

Dans le domaine chimique, je me suis efforcé d'adapter les méthodes d'analyse au matériel à traiter. C'est dans le domaine des méthodes d'extraction que se sont élevées les plus grandes difficultés, l'usage de différents réactifs aboutissant souvent à des résultats peu comparables. Dans le cas du fer par exemple, j'ai fixé les conditions d'extraction qui m'ont paru correspondre à la différenciation la plus logique.

L'étude de la fraction organique présente également de grande difficultés. Je me suis rallié à la méthode de séparation fractionnée de TYURIN (1951) préconisée en pédologie, et dont c'est à ma connaissance la première application à des sédiments littoraux. Les résultats sont intéressants, mais la longueur des processus expérimentaux limite l'extension de la méthode. En mettant au point un dosage colorimétrique des fractions extraites, on peut cependant réduire un peu le temps nécessaire à l'étude d'un échantillon.

Je dois signaler enfin l'intéressante contribution des mesures géotechniques, en particulier des mesures de compressibilité à l'oedomètre, à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire du Wouri : l'existence d'un niveau d'argiles surconsolidées m'a permis en effet de mettre en évidence une phase d'érosion du Quaternaire ancien II avant le dépôt des argiles et graviers tourbeux du Préflandrien. L'étude des teneurs en eau in situ, de la saturation et des limites d'Atterberg offre également une contribution à la définition sédimentologique des formations étudiées.

(51).2. - RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES D'INTERET REGIONAL.

Chacune des études dont les résultats ont été exposés précédemment a été entreprise d'abord pour résoudre un problème local: le premier but a donc été pour moi de déterminer aussi complètement que possible les facteurs qui régissent l'équilibre des formations actuelles au voisinage d'un établissement défini, en général un port ou le site prévu pour l'installation d'un port. Les résultats particuliers de chacune de ces études ont été exposés précédemment et je ne les rappellerai qu'avec une extrême brièveté ici.

1) - L'étude de l'estuaire du Wouri a montré que l'envasement des chenaux d'accès au port de Douala était lié aux variations de la turbidité au cours de la marée, et que si l'origine primaire de la vase pouvait bien être recherchée dans un apport continental, cet apport était négligeable devant la masse mobilisée par les courants de marée et parcourant les divers bras de l'estuaire, uniformisant les apports de chaque tributaire. Le mouvement des sables dans la partie amont de l'estuaire correspond à un équilibre très strict, que le creusement du chenal "amont" et le dépôt inconsideré de produits de dragage risque à tout moment de perturber.

2) - L'étude de la côte Sud du massif du Mont Cameroun montre que ce secteur littoral est totalement indépendant des bouches du Cameroun voisines et que le caractère minéralogique de la sédimentation, très particulier, est lié uniquement aux apports détritiques locaux. La sédimentation littorale est en effet caractérisée par une association hydrargillite - kaolinite-montmorillonite, surprenante si l'on n'admet pas l'origine déritique de tous ces minéraux. La même association se retrouve dans les sédiments fluviaux et la montmorillonite provient de l'altération en climat de montagne des roches basiques du complexe du Mont Cameroun.

malgré la pluviosité énorme, l'érosion est réduite par suite de la porosité des tufs volcaniques. Ce sont des eaux claires qui atteignent le littoral, sauf dans le cas des fleuves importants ; aussi le stock détritique fin des petits fonds n'est-il pas susceptible d'un accroissement important dans l'immédiat et le site de Victoria peut-il être valablement retenu pour l'établissement de l'avant port de Douala : ces deux villes ne sont séparées que par cinquante kilomètres à vol d'oiseau et une route, actuellement en construction, doit bientôt les réunir.

3) - L'étude d'une série de sondages implantés dans la basse vallée du Wouri permet de préciser la succession des assises récentes jusqu'ici totalement ignorées. En dehors des résultats techniques, qui ont permis d'expliquer les raisons de la médiocre stabilité des ouvrages fondés au port de Douala sur des formations récentes, l'étude sédimentologique des assises rencontrées permet de définir une série stratigraphique quaternaire entièrement nouvelle et d'en indiquer la paléogéographie.

4) - Au Gabon, l'étude de l'estuaire du même nom, vaste entaille au milieu du socle africain, permet de généraliser le mécanisme des mouvements vaseux dans les zones fluvio-marines, comme cela a été fait pour le Wouri et en appliquant les mêmes méthodes. Des différences liées à la taille des ensembles étudiés apparaissent entre les deux estuaires ; finalement, le site retenu pour le port minéralier d'Owendo cumule plus d'avantages qu'aucun autre dans la région. Par ailleurs, une étude minéralogique des argiles du Crétacé permet de préciser les associations présentes dans cette partie du bassin sédimentaire Gabonais.

5) - En Guinée, le mécanisme de l'envasement progressif par le Nord du port de Conakry est précisé, à la fois grâce à une étude hydrologique et grâce à la comparaison systématique des analyses de sédiments ; une esquisse des propriétés physico-chimiques des vases en milieu floclé accompagne la description des phénomènes naturels : écrite en 1956, elle a constitué une base pour des travaux ultérieurs plus précis effectués au Laboratoire central d'hydraulique.

6) - A Madagascar, le port de Majunga s'envase avec une rapidité extrême, sous l'influence des apports de la Betsiboka. Le phénomène est expliqué et mesuré, des particularités de la cristallisation des oxydes de fer sont mises en évidence : elles sont en liaison avec la sédimentation rapide. Les apports continentaux s'étalent devant les bouches du fleuve, mais la floculation du matériel évite un colmatage total. On montre que les sédiments littoraux voisins n'ont rien à voir avec les apports fluviaux.

7) - A Morondava, l'amaigrissement catastrophique de la plage est mis en relation avec l'interruption de l'alimentation du cordon littoral, liée au détournement de la plus grande partie des eaux de la Kabatomena. Le courant d'obliquité attaque les formations en place, puisqu'il est privé d'aliments.

8) - A Fort-Dauphin, l'étude des radioactivités naturelles permet, entre autres méthodes, de démontrer l'origine nordique des éléments qui envahissent la zone portuaire. Le vent est l'agent principal de l'évolution constatée. J'ai étudié aussi un site éventuel d'installations portuaires en baie des Galions.

9) - Sur la côte Est, la baie d'Antongil constitue un abri naturel jusqu'ici totalement délaissé. En vue de l'installation d'un wharf, la sédimentation est étudiée dans l'ensemble de la partie Nord de la baie. Les mécanismes d'évolution sont précisés et la vitesse de sédimentation estimée. Une confirmation de cette vitesse est fournie par une datation au carbone 14. Une série flamandaise découverte en sondage fournit des indications sur la diagenèse précoce des sédiments.

10) - Au Cambodge, le site du port de Sihanoukville constitue un exemple parfait de zone en équilibre sédimentaire sous les facteurs actuels. L'installation d'une agglomération dans cette zone de forêt vierge amène immédiatement des perturbations sensibles dans la sédimentation, par suite de la brusque flambée d'érosion qui accompagne le défrichement.

11) - L'étude des côtes dans la partie SE de la Guyane française démontre le mécanisme de l'envasement progressif des estuaires et du littoral par les apports amazoniens charriés le long de la côte ; la preuve minéralogique de l'origine de ces apports est apportée. L'origine locale des sables de plage est également montrée ; il apparaît aussi que les argiles anciennes de la série de la Coswine sont également d'origine locale. L'étude faite en 1954 correspond à un maximum d'envasement, et la tendance évolutive s'est renversée à partir de 1957. Mais le phénomène étant cyclique, il est à craindre que les observations faites ne retrouvent leur intérêt.

(51).3. - CONTRIBUTION A LA DEFINITION DES DOMAINES ETUDIES.

La contribution des travaux précédents à la définition des domaines de la zone intertropicale est accessoire en ce qui concerne le domaine continental, plus importante en ce qui concerne les domaines estuariens et littoraux.

1) - Domaine continental.

Les études de roches en place ou de formations superficielles n'ont jamais eu pour but que de préciser la contribution éventuelle de ces éléments à la sédimentation estuarienne ou littorale. Je me suis donc attaché plutôt à l'étude de successions typiques sans entrer dans les détails de leur variation. Incidemment, quelques résultats généraux ont pu être dégagés de l'ensemble des observations.

J'ai précisé la composition de la phase argileuse des sédiments qui forment le remplissage prétaillé du bassin du Gabon, à partir d'échantillons recueillis au Nord de l'estuaire. Les modalités de l'altération superficielle ont également été précisées en ce qui concerne la Série rouge.

L'étude des kaolinites dans les zones d'altération m'a permis d'autre part de montrer que les minéraux subissaient dans les couches superficielles du sol une altération progressive dans le sens d'une dissolution et d'une désorganisation du réseau cristallin. J'ai exposé (chap.47) comment ces observations étaient finalement compatibles avec celles des auteurs qui ont étudié en détail la formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique, rejoignant ainsi les conclusions admises par de nombreux minéralogistes à la suite d'essais in vitro.

Enfin, lors de chacune des études littorales ou estuariennes entreprises, j'ai eu l'occasion de définir les modalités de l'érosion continentale dans les zones étudiées, ce qui a impliqué l'étude au moins extensive des vastes territoires qui constituent les bassins versants des estuaires intéressés. Les explorations des montagnes camerounaises, la traversée de Madagascar, les tournées dans la chaîne des Cardanomes, dans l'Inini ou le long de l'Amazone m'ont permis de recueillir une mine de documents dont l'exploitation est loin d'être achevée.

2) - Domaine estuarien.

En divers points des littoraux étudiés et en particulier dans l'estuaire du Wouri, l'étude des conditions océanographiques et des mouvements de sédiments permet d'aboutir à un schéma de valeur générale expliquant le détail des transports de particules fines en suspension et la répartition des zones d'atterrissement.

Les particules sont transportées par les courants de marée sous forme d'agrégats flocculés, mais ceux-ci ne se développent réellement que dans les zones les plus calmes, où la sédimentation est active. L'étude des phénomènes dynamiques montre qu'en dehors des abris naturels ou artificiels, la sédimentation est notable à la fois en amont le long des berges et en aval dans les zones profondes. Les sédiments sont dispersés par les courants de marée à partir d'une même zone de floculation centrale, à forte turbidité ; leur composition est identique en aval et en amont, bien que les deux types de gisement paraissent totalement séparés au premier abord. Les sédiments sont des vases kaoliniques, contenant cependant un peu d'halloysite et de montmorillonite allochtones, et ces minéraux secondaires sont présents en proportion analogue en tous les points de l'estuaire, même si l'on s'adresse à des digitations différentes de l'ensemble, correspondant chacune à des apports fluviaux particuliers. La granulométrie montre aussi que la dispersion se fait à partir des zones centrales, puisque celles-ci sont caractérisées par un faciès parabolique sublogarithmique, alors que les vases des gisements marginaux ont une granulométrie hyperbolique.

On peut montrer également que les sables fluviatiles les plus fins transitent à travers la zone vaseuse centrale de l'estuaire, colonisant les fonds plus en aval de celle-ci, en particulier lors des périodes de fort débit.

Lorsque les campagnes de terrain sont suffisamment prolongées, comme dans le cas du fleuve Wouri, les mesures hydrologiques dans le seul estuaire, sur des marées remarquables, permettent aussi de déterminer l'ordre de grandeur de l'érosion dans le bassin versant du fleuve : le débit solide est de l'ordre de 1 million de tonnes par an, ce qui représente 6 à 7 millions de mètres cubes de sédiment humide de densité 1,15. Pour l'ensemble du bassin versant, l'ablation serait donc environ de 50 millimètres par millénaire, chiffre voisin de ceux cités pour l'ensemble des zones tropicales.

3) - Stratigraphie du Quaternaire.

Une série de sondages, implantés dans l'estuaire du fleuve Wouri, a traversé un ensemble de formations quaternaires jusqu'ici inconnues et recouvertes en transgression par les vases flandriennes. L'utilisation conjointe des méthodes de la sédimentologie et de la mécanique des sols permet de préciser la stratigraphie et la paléogéographie de ce Quaternaire ancien, malgré l'absence de faune caractéristique.

Finalement, on peut distinguer dans l'ordre stratigraphique :

- un Quaternaire ancien I, subcontinental et estuarien, suivi d'une première régression caractérisée par des dépôts organiques et sulfureux.
- un Quaternaire ancien II, bien développé, de type estuarien. Les argiles de toutes ces couches anciennes sont purement kaoliniques et les minéraux ont un réseau relativement ordonné.
- Une seconde régression (régression préflandrienne) est caractérisée par le retour de faciès fluviatiles et marécageux, très bien définis par leurs propriétés sédimentologiques et minéralogiques.
- Puis viennent les dépôts de la transgression flandrienne, qui se poursuivent jusqu'à nos jours. Les argiles sont à kaolinite et hydrargillite, peu consolidées. Les kaolinites sont très désordonnées. Le caractère estuarien est constant dans la série.

4) - Domaine littoral.

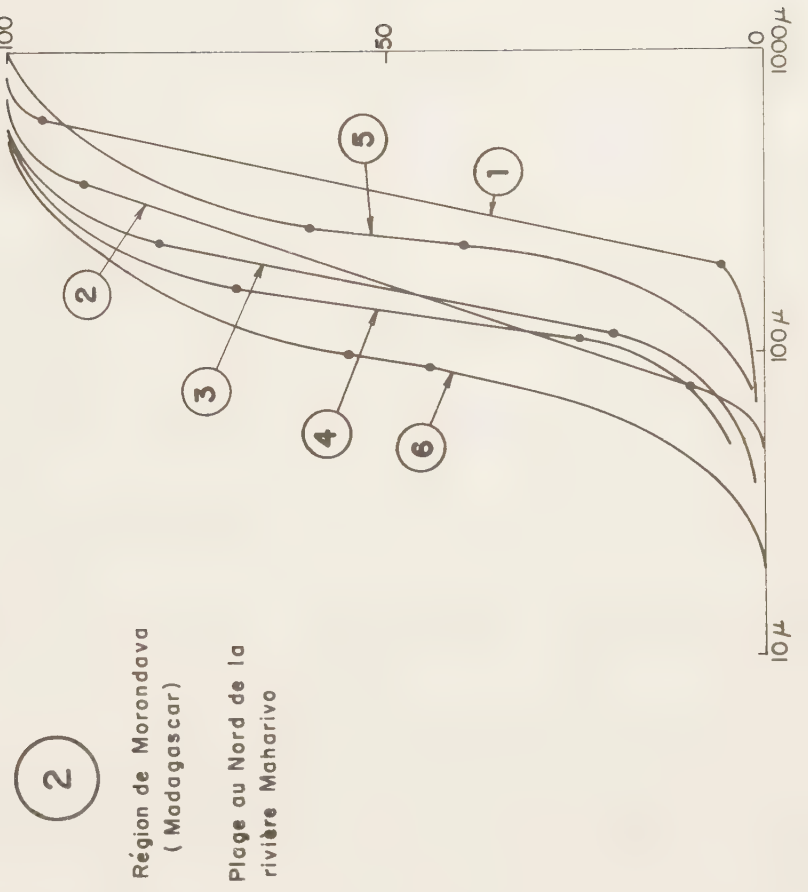
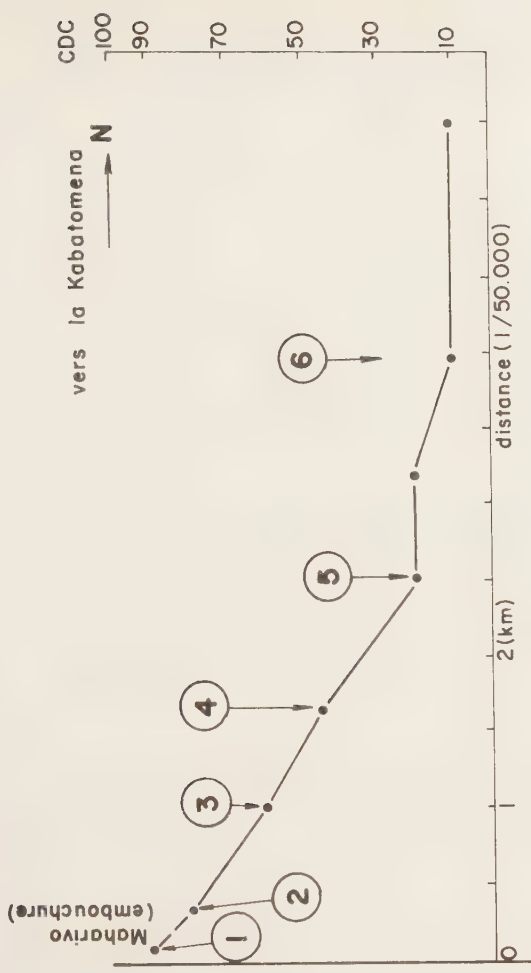
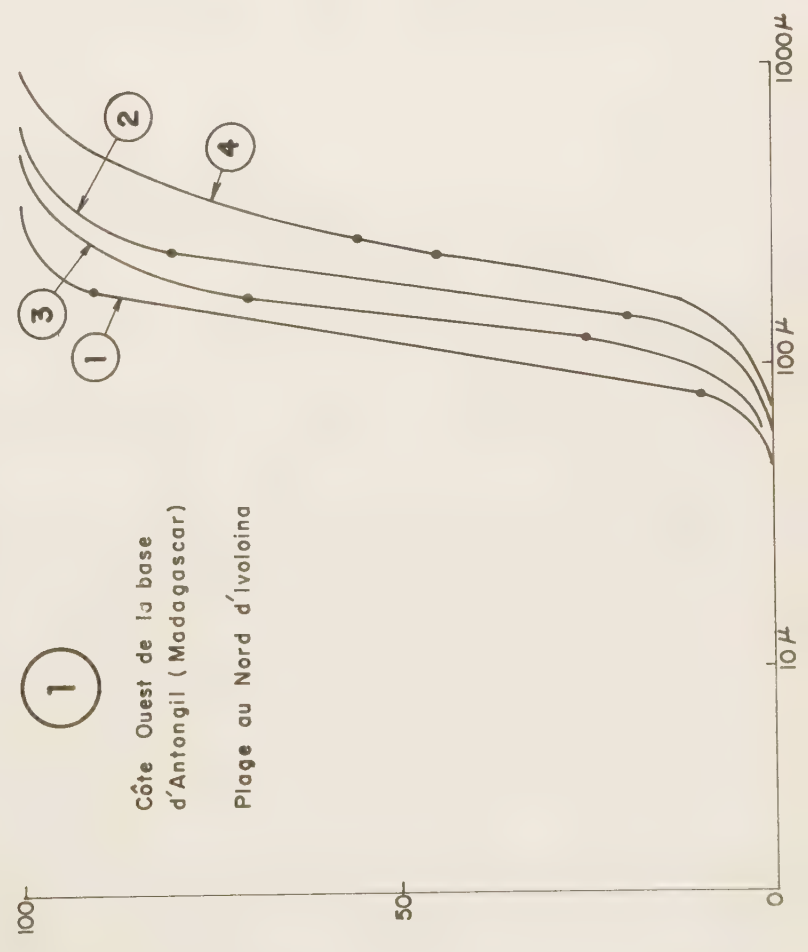
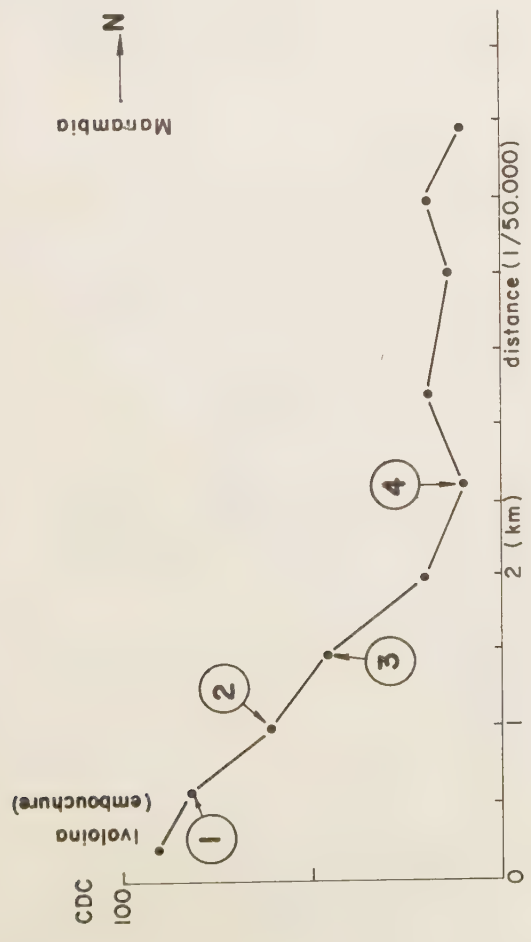
Les nombreuses études littorales entreprises permettent de généraliser des notions connues auparavant, mais dont l'universalité n'avait peut-être pas été suffisamment soulignée.

L'existence de la dispersion vers le large, décrite par RIVIERE et RAZAVET en 1949, permet de suivre en détail les vicissitudes de l'équilibre des plages en fonction des conditions océanographiques, et le phénomène prend toute son importance lorsque l'alimentation en matériel est déficitaire ou peu abondante. L'étude des courants de vagues permet d'expliquer la formation d'accumulations littorales (Baie d'Antongil) ou au contraire l'existence de phénomènes d'érosion (Morondava). Une des conséquences de ces phénomènes affectant les estrans sableux est la transformation des distributions granulométriques, les distributions causales logarithmiques des sables fluviaux se transformant progressivement en distribution de type aléatoire, comme plusieurs exemples permettent de la suivre sur le terrain.

Les conditions de formation des vasières littorales ont bien des points communs avec ce que l'on connaît des phénomènes estuariens : là encore, c'est la diminution de l'agitation qui paraît représenter la cause essentielle des atterrissements, à la condition que l'alimentation en éléments péloïtiques soit suffisante. Dans les zones littorales, les conditions physico-chimiques nécessaires à la formation des vasières paraissent toujours réalisées, contrairement à ce qui se passe en certains points des zones estuariennes.

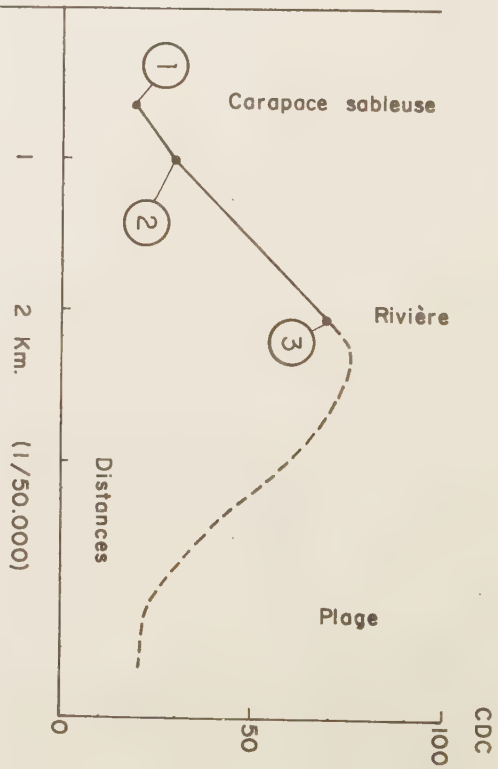
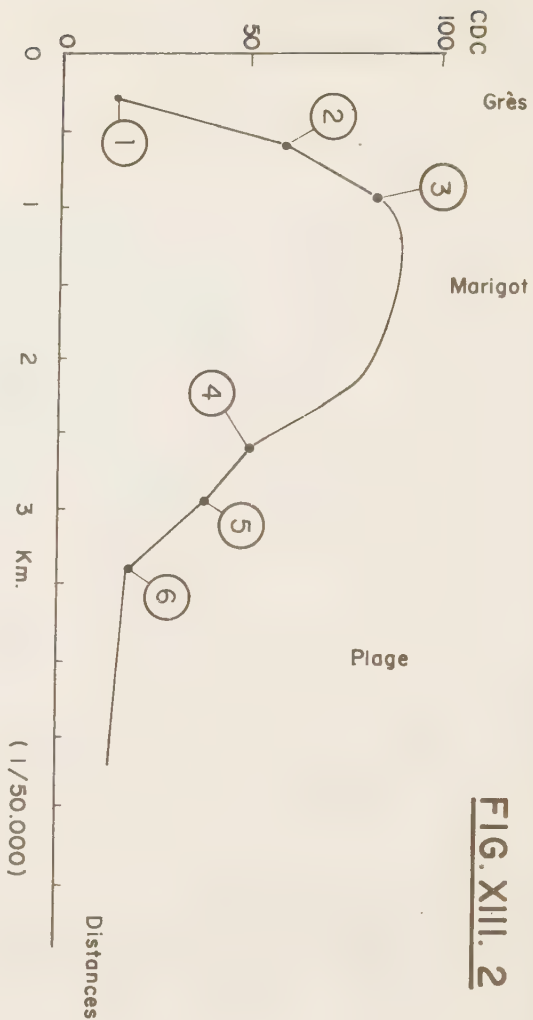
La forêt de mangrove ne représente qu'un cas particulier de vasière littorale, et peut-être assimilée à une zone lagunaire dont le colmatage est pratiquement achevé. La mangrove est cependant susceptible de retenir l'eau d'une manière plus importante que les marécages de nos pays.

EVOLUTION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE SUR LES PLAGES FIG. XIII. 1

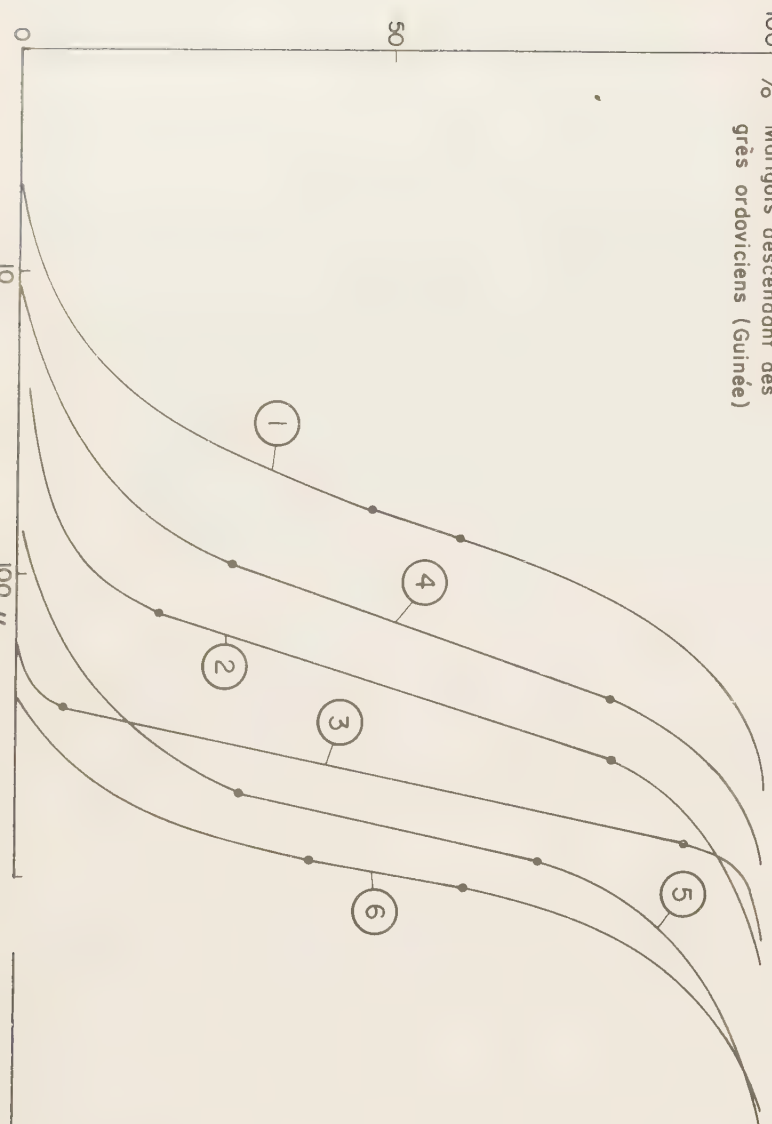


EVOLUTION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE LE LONG DES RIVIERES

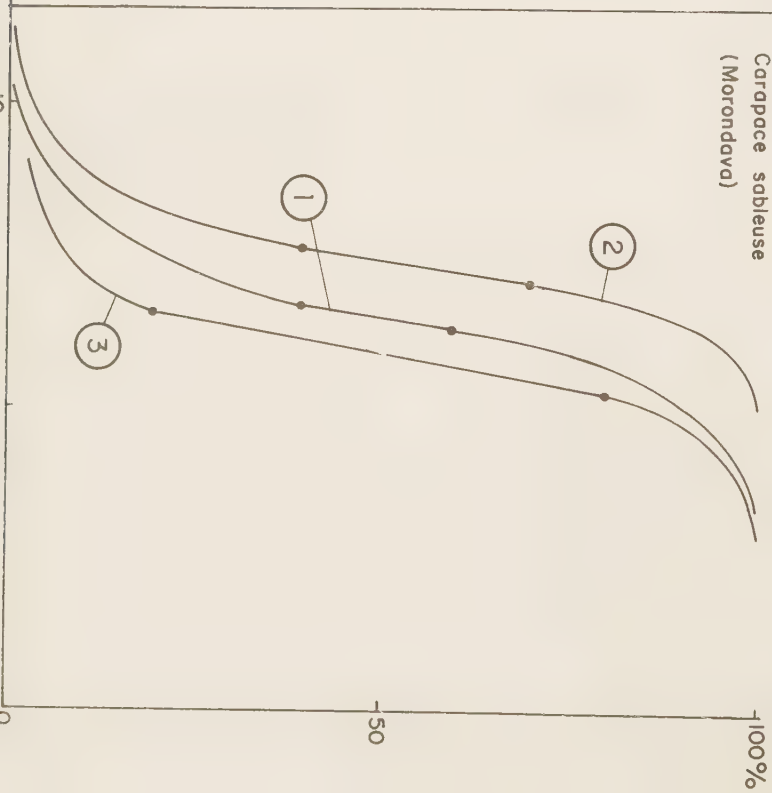
FIG. XIII. 2



Morigots descendant des grès ordoviciens (Guinée)



Carapace sableuse (Morondava)



LEGENDE DE LA FIGURE N° XIII.1.

EVOLUTION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE LE LONG DES PLAGES,
A PARTIR DE L'EMBOUCHURE DES COURS D'EAU.

1) - Côte sableuse Ouest de la baie d'Antongil, entre Ivoloina et Manambia (côte orientale de Madagascar).

2) - Côte sableuse entre les rivières Maharivo et Kabatomena, au Sud de Morondava (côte occidentale de Madagascar).

Les schémas du haut indiquent l'évolution du coefficient de distribution causale (CDC) en fonction de la distance, comptée le long de l'estran à partir de l'embouchure de l'Ivoloina ou de la Maharivo.

Les schémas du bas montrent quelques courbes cumulatives semi logarithmiques, typiques de l'évolution. La position des échantillons analysés est repérée par les chiffres entourés, sur les schémas du haut. Les points marqués sur les courbes précisent les limites de la distribution causale pour chaque granulométrie.

Tous les échantillons proviennent du même point du profil transversal de l'estran, ici la base du bourrelet des pleines mers de morte-eau. Ils ont été recueillis dans des zones dans lesquelles aucune perturbation locale (rochers, ouvrages) n'est sensible.

LEGENDE DE LA FIGURE N° XIII.2.

EVOLUTION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE LE LONG DES RIVIERES,
A PARTIR DES SABLES DE RUISSELLEMENT SUR FORMATION ANCIENNES.

1) - Marigots descendant des grès ordoviciens jusqu'à la mer, en basse Guinée au Nord de Conakry.

2) - Sables issus de la carapace sableuse pliocène dans la région de Morondava (Madagascar).

Comme précédemment, les schémas du haut indiquent l'évolution du coefficient de distribution causale (CDC) en fonction de la distance, comptée le long de la rivière; les schémas du bas montrent des courbes caractéristiques.

Les échantillons analysés proviennent du lit mineur des cours d'eau ou, sur les plages, de la base du bourrelet de morte eau.

BIBLIOGRAPHIE

Tous les ouvrages utilisés au cours de ce travail sont cités en bibliographie, qu'ils apparaissent ou non en référence dans le texte.

J'ai distingué une bibliographie générale, consacrée aux problèmes techniques et à l'interprétation des phénomènes, et des bibliographies régionales consacrées à chacun des grands ensembles géographiques étudiés. Les titres cités en bibliographie générale n'ont pas été repris dans les listes régionales.

I.- BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- ALLEN, V.T., (1948).- Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. Econom. Geol., 43, pp.619-626.
- ALLEN, V.T., (1951).- Observations on relations of hydrous aluminium oxide minerals to clay. Econom. Geol., 46, pp.110-121.
- ALLEN, V.T. et SCHEID, V.E., (1946).- Nontronite in the Columbia river region Amer.Min. 31, pp.294-312.
- ANDREE, K. (1920).- Geologie des Meeresboden. Leipzig.
- ANGOT, M. (1961).- Vie et économie des mers tropicales. Bibl.Scient., Payot, Paris
- ANNOTATED BIBLIOGRAPHY ON SEDIMENTATION, (1950).- Sed. bull. n°2, U.S. government printing office, Washington,
- ARBEY, F. (1961).- Etudes littorales sur la côte des Maures de Cavalaire à Sainte-Maxime. Thèse 3ème cycle Sédimentologie, Orsay.
- ARENS, P.L. (1951).- Differential thermal analysis of clays. Dissertation, Wageningen (Nederland).
- AUBERT, G., (1954).- Les sols latéritiques. C.R. Vème Congr.Int. Science du sol, Léopoldville, IV, pp.447-450
- AUBERT DE LA RUE, E., BOURLIERE, F. et HARRICY, J.F., (1954).- Tropiques. Horizons de France, Paris.

- AUBREVILLE, A. (1949).- Climats ,forêts,et désertification de l'Afrique tropicale. Sté.d'ed.géogr.marit.et col.,Paris.
- AZAROFF, L.V. et BUERGER, M.J. , (1958).- The powder method in X ray crystallography . Mac Graw Hill book cy. New York/Londres . I vol. 342 p.
- BAAS BECKING, L.G.M. (1956).- Biological studies on the estuarine environment VI.the state of the iron in the estuarine mud. Proc. Konink.Nederl. Akad., B.59, pp.181-189.
- BAAS BECKING, L.G.M. et MOOR, D. (1959).- The relation between iron and organic matter in sediments. Journ. of sed.petr., 29,3, pp.454-458.
- BACHELIER, G. et LAPLANTE, A. (1953).- Sur l'origine et la formation des cuirasses latéritiques dans l'Adamaoua (Nord Cameroun). C.I.Ac. Sc., t.237, pp.1277-1279.
- BALAY, M. (1958).- El Rio de la Plata entre la atmosfera y el mar. Publ. n° 621, S.H.N., Buenos Aires, 1961.
- BALLADE, P. (1959).- Contribution à l'étude de la Loire maritime . Ann. Ponts et Chaussées, p.405
- BALTZER, F. (1965).- Contribution à l'étude sédimentologique du marais de Mara (Nouvelle Calédonie). Thèse 3ème cycle Sédimentologie, ORSAY.
- BATES T.F. (1952).- Structure and genesis of the kaolinite group. Problems of clay and laterite genesis. Amer. inst.Min.and Met. Eng. New-York, pp.144-153.
- BAULIG, H., (1950).- Essais de géomorphologie. Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg, fasc.114, les Belles lettres, ed, Paris, 160 p.
- BERNARD A. (1937).- L'Afrique septentrionale et occidentale ,t. XI, 2ème partie , A. Colin., Paris.
- BERNER, R.A. (1964 a).- Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure. Journ.Geol 72,3, pp.293-306.
- BERNER, R.A., (1964 b).- Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the gulf of California. Marine Geol. ,1,2, pp.117-140.

- BERTHOIS, L. (1956).- Variations de la salinité et de la température sur une coupe transversale de la Loire entre Saint-Nazaire et Mindin. Bull. C.O.E.C., VIII.
- BERTHOIS, L. (1957).- Granulométrie des sédiments carottés en Loire. C.R. Ac. Sc., t. 245, pp. 558-559.
- BERTHOIS, L.; (1958).- La formation des estuaires et des deltas. C.R. Ac. Sc. t, 247, pp. 947-950.
- BERTHOIS, L. (1965).- Techniques d'études estuariennes. Centre Doc. Univ., Paris 144 p.
- BERTHOIS, L. et BARBIER, M. (1954).- Recherches sur la sédimentation en Loire. Bull. Inf. C.O.E.C. VIème année, n°9, pp. 387-397.
- BERTHOIS, L. et BERTHOIS, C. (1954).- Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Rance. Ière partie : Granulométrie des sédiments. Bull. Lab. de Dinard, fasc. XL.
- BETREMIEUX, R. (1951).- Etude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. Ann. Agro., 2, pp. 193-295.
- BISCAYE, P.E. (1964).- Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X ray diffraction. Amer. Min., 49, pp. 1281-1289.
- BISQUE, R.E. (1961).- Dosage of Ca, Mg, Fe, Al, with EDTA. Journ. Sed. Petr. 31, pp. 113-122.
- BOILLOT, G. (1960).- La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff. Cahiers de Biol. mar., t. I, pp. 3-23.
- BORDOVSKIY, O.K. (1965).- Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. Marine Geol., 3, pp. 3-114.
- BOURCART, J. et FRANCIS-BOEUF, C. (1942).- La vase. Act. Scient. Hermann, Paris
- BOURCART, J., PEREAU, P. (1941).- Sur une méthode de fractionnement du constituant organique des vases. C.R. Ac. Sc., t. 212, pp. 1044-1046.
- BRADLEY, W.F. (1945).- Diagnostic criteria for clay minerals. Amer. Min., 30 pp. 704-713.

- BRADLEY, W.F. et GRIM, R.E. (1961).- Mica clay minerals. in BROWN, G., X ray identification and crystal structure of clay minerals chap.V, pp.208-241.
- BRAJNIKOV, B. FRANCIS-BOEUF, C. ROMANOVSKY, V. (1943).- Techniques d'étude des sédiments et des eaux qui leurs sont associées. Act. Scient., Hermann, Paris. 110 p.
- BRAUDEAU, G. (1951).- Quelques techniques pour l'étude et la mesure du débit solide. Mem. et Trav. de la S.H.F. . La houille blanche, A, pp.243-251.
- BRINDLEY, G.W. (1961).- Kaolin, serpentine and kindred minerals. in BROWN G, The X ray identification and crystal structures of clay minerals.
- BRINDLEY, G.W. et COMER, J.J. (1956).- The structure and morphology of a kaolin clay from Les Eyzies (France). Clays and clay minerals, 4th nat.conf.(1955) Washington pp.61-66.
- BRINDLEY, G.W. DE SOUSA SANTOS P. et DE SOUSA SANTOS H; (1963).- Mineralogical studies of kaolinite-halloysite clays. Part.I. identification problems. Amer. Min., 48, pp.897-910.
- BRINDLEY, G.W. et GOODYEAR, J. (1948).- Transition of halloysite to metahalloysite in relation to humidity. Min. Mag., 28, pp.407-422.
- BRINDLEY, G.W. et HUNTER, K. (1955).- Thermal reactions of nacrite and the formation of meta-kaolin, gamma-alumina and mullite. Min.Mag., 30, pp.574-584.
- BRINDLEY, G.W. et ROBINSON, K; (1946).- Structures des kaolinites et halloysites. Trans.Faraday Soc., 42, pp.198-205.
- BROWN, G., (1961).- The X ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Soc. Londres.
- BROWN, G. et SMITHSON, F. (1953).- Distribution of dickite in some british sandstones. Nature, 172, pp.317.
- BRUCKNER W.D., (1957).- Laterite and bauxite profiles of West Africa as an index of rythmical climatic variations in the tropical belt. Eclog.Geol.Helv., 50, 2, pp.239-256.
- BRUNTON, G. (1955).- Vapor pressure glycolation of oriented clay minerals Amer Min., 40, pp.124-126.
- BUBENICEK, L. (1964).- L'oxydo-reduction en sédimentologie. Bull.B.R.G.M. n°4, pp.1-36.

- CAILLERE, S. GLAESER, R. ESQUEVIN, J. et HENIN, S. (1950). Préparation d'halloysite à 14 et 17 Å. C.R.Ac.Sc., t.230, p.308-310
- CAILLERE, S. HENIN, S. et ESQUEVIN, J. (1950). - Sur l'hydratation de certains minéraux phylliteux. C.R.Ac.Sc., t.230, pp.1190-1192.
- CAILLERE, S. HENIN, S. (1963). - Minéralogie des argiles, Masson, Paris.
- CAILLEUX A. et TRICART, J. (1959). - Initiation à l'étude des sables et des galets, SEDES, Paris, 3 vol.
- CAQUOT, A. et KERISEL, J. (1956). - Traite de mécanique des sols, Gauthier-Villars, (1 vol.)
- C.N R.S. (1961). - Genèse et synthèse des argiles. Colloques Int. n°105, Paris.
- CLARKE, W.M. (1928). - The determination of hydrogen ions. Williams et Wilkins Baltimore, 3ème éd.
- CORIN, F. (1954). - Note sur l'association du quartz avec les latérites. Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda-Urundi, Léopoldville, n°4, pp.73.
- CORRENS, C.W. (1937). - Scientific results of the German Atlantic expedition on the exploration ship "Meteor". Deutsche Atl. Meteor, 1925-1927.
- CORRENS, C.W. (1939). - Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean. Recent marine sediments. Symposium SEPM, sp. publ. 4, pp.373-395.
- COX, R.A. (1963). - The salinity problem. Progress in oceano., vol.1, pp. 243-261.
- DEBYSER, J. (1954). - Etude des argiles à varves de la Baltique. Réunion de sédimentologie estuarienne, Rennes.
- DEBYSER, J. (1961). - Contribution à l'étude géochimique des vases marines Thèse Sc. (1959). Ed. Technip., PARIS.
- DEER, W.A. HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1962). - Rock forming minerals. Vol. 5, Non-silicates. Longmans, Green et Cie, Londres.
- DE KEYSER, W.L., et DEGUELDRE, L. (1954). - Note sur les rapports entre la morphologie et la structure des kaolins et halloysites. Bull. Soc. Belge Géol. 63, pp.100-110.

- DELVIGNE, J. (1965).- Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. O.R.S.T.O.M., Paris.
- DEMOLON, A. (1950).- La dynamique du sol. Dunod, Paris, 2ème éd.
- DESPRAIRIES, A. (1962).- Etude sédimentologique de l'Oligocène de la Limagne de Brioude (Hte. Loire). Thèse 3ème cycle Sédimentologie, ORSAY, 80 p.
- DE SWARDT, AM. J. (1964).- Lateritisation and landscape development in parts of equatorial Africa. Ann. Geomorphologie, 8, 3, pp. 313-333.
- D'HOORE, J. (1954).- L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. Publ. I.N.E.A.C., sér. Scient., n°62
- DOELTER, C. (1926).- Hydrotroïlit - Handbuch der Mineral Chemie. vol. 4, 1, pp. 526.
- DOSOGNE, C. (1945).- Contribution à l'étude des argiles Belges:
II- Sur la présence de gibbsite dans les argiles tertiaires de la région d'Andoy (Condroz). Bull. Soc. Belge Géol., t. 54, pp. 18-28.
III- Sur l'influence de quelques minéraux sur le comportement thermique de la kaolinite. Ibid. pp. 31-38
- DOSS, B. (1912).- Über die Natur und Zusammen setzung des FeS_2 . Neues Jahrb. für Min. B.A., 33, pp. 662-713.
- DUCHAUFOR, P. (1960).- Précis de pédologie. Masson, Paris.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. et MILLOT, G. (1962).- Pyrophyllite de diagenèse dans le Dévonien inférieur du synclinal de Laval (Massif Armoricaïn). C.R. Ac. Sc., t. 255, pp. 3438-3440.
- DUPLAIX, S. (1958).- Détermination microscopique des minéraux lourds des sables. Béranger, Paris, 3ème éd.
- EPRENBURG, H. (1928).- Das Auftreten und die Eigenschaften Ehemaligen FeS_2 -Gele insbesondere auf metasomatischen Bleizinclagers-tratten. Neues Jahrb. für Min., 57, A, pp. 1303-1320.
- EMERY, K. O., STEVENSON, R. E. HEDGPETH, J. W. (1957).- Estuaries and lagoons. Treatise on marine ecology and palaeoecology. vol. 1.: Ecology. Mem. Soc. Geol. Am., 67, pp. 673-749.

- ENGELHARDT, W. von (1955). - The possibility of quantitative analysis of clays with X rays. Zeit. Krist., vol. 106, pp. 430-459.
- ERD, R.C., EVANS, H.T. et RICHTER, D.H. (1957). - Smythite and associated pyrrhotite from Indiana. Amer. Min., 42, pp. 309-333.
- ERHARDT, H. (1943). - Les latérites du moyen Niger et leur signification paléomagnétique. C.R. Ac. Sc., t. 217, pp. 323-325.
- ERHARDT, H. (1951). - Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. C.R. Ac. Sc., t. 233, pp. 804.
- ERHARDT, H. (1956). - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris.
- FAVEJEE, J.C.L. (1960). - On the origin of the mud deposits in the Ems estuary. Overdruk mit verhandlingen, K.N.G.M.G., vol. 19.
- FERGUSON, J.A. (1954). - Transformation of clay minerals in black earths and red loams of basaltic origin. Austr. Journ. Agric. res. 5, pp. 98-108.
- FERRERO, J. et KUBLER, B. (1964). - Présence de dickite et de kaolinite dans les grès cambriens d'Hassi-Messaoud. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 17, 4, pp. 247-262.
- FLEURENCE, A. et NICOLAS, J. (1964). - Observations sur la notion d'ordre et de désordre de certains minéraux du groupe de la kaolinite. Bull. gr. fr. argiles, t. XIV, n° 9, pp. 149-162.
- FOLLETT, E.A.C., MC. HARDY, W.J., MITCHELL, B.D. et SMITH, B.F.L. (1965). Chemical dissolution techniques in the study of soil clays. Clay minerals, 6, 1, pp. 23-44.
- FOURNIER, F. (1958). - Les valeurs de l'érosion du sol dans les territoires français d'Outre -mer. Comm. Erosion continentale, A.I.H.S., n° 43, pp. 76
- FRANCIS-BOEUF, C. (1942). - Les Océans. P.U.F., Paris;
- FRANCIS-BOEUF, C. (1947). - Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires. Ann. Inst. Océan. Monaco, NS. t, 23, pp. 150-344.
- GARRELS, R.M. (1960). - Mineral equilibria at low temperature and pressure. Harper, and Bros, New-York.

- GHEITH, M.A. (1952).- Differential thermal curves of iron oxides. Amer. Jour. Sc., 39, pp. 890-900.
- GIRESSE, P. (1965a).- Oolites ferrugineuses en voie de formation au large du Cap Lopez (Gabon).- C.R. Ac. Sc., t. 260, pp. 2550-2552.
- GIRESSE, P. (1965 b).- Observations sur la présence de "glauconie" actuelle dans les sédiments ferrugineux peu profonds du bassin gabonais. C.R. Ac. Sc., t. 260, pp. 5597-5600.
- GLANGEAUD, L. (1939).- Le mouvement des sédiments et la formation des bancs, seuils, mouilles dans la Gironde et la Garonne. Cong. int. Union Géodésique et Géol. Potamologie, 93, R. 6, Washington.
- GLANGEAUD, L. (1941).- Evolution des minéraux résiduels et notamment du quartz dans les sols autochtones en A.O.F. C.R. Ac. Sc. t. 212, pp. 862-864.
- GLOVER, E.D. (1961).- Method of solution of calcareous materials using the complexing agent EDTA. Jour. Sed. Petr. 31, 4, pp. 622-626.
- GOLDISH, S.S. (1948).- Origin and development of aluminous laterites. Bull. Geol. Soc. Amer., 59, pp. 1326.
- GRANT, W.H. (1966).- Kaolinite stability in the central piedmont of Georgia. Clays and clay min., 13th. nat. conf. 1964, pp. 131-140.
- GRIFFIN, G.M. et INGRAM, R.L. (1955).- Clay minerals of the Neuse River estuary. Journ. Sed. Petr., 25, 3, pp. 194-200.
- GRIM, R.E. (1953).- Clay mineralogy. Mc.Graw Hill, New-York.
- GRIM, R.E. et JOHNS, W.D. (1954).- Clay mineral investigation of sediments in northern gulf of Mexico. Clays and clay min. 2nd. nat. conf. 1953.
- GRIM, R.E. et ROWLAND, R.A. (1942).- Differential thermal analysis of clay minerals and other hydrous materials. Amer. Min. 27, pp. 746-762.
- GRUNER, J.W. (1934).- The structures of vermiculites and their collapse by dehydration. Amer. Min., 19, pp. 557-575.
- GUEZ, C. (1965).- Contribution à l'étude de l'érosion et de la sédimentation dans plusieurs lacs d'Auvergne. Thèse 3ème cycle Sédimentologie, Orsay.

- GUILCHER, A. (1959).- Mise au point : Origine et dépôt de la vase marine peu profonde. L'inform.Geogr. 23ème an., pp.17-22
- HAUG, E. (1911).- Traité de géologie. Paris, 3 vol.
- HERBILLON, A. et GASTUCHE, M.C. (1962).- Synthèse et genèse de l'hydrargillite. C.R.Ac.Sc., t.254, pp.1105-1107.
- HOURS, R. et JAFFRY, P. (1959).- Application des isotopes radioactifs à l'étude des mouvements des sédiments et des galets dans les cours d'eau et en mer. La houille blanche, Grenoble n°3, pp.318-347.
- JOHNSON, D.W. (1919).- Shore processes and shoreline development. John Wiley, and sons, New York.
- JOHNSON, D.W. (1925).- New England-Acadian shoreline. New York, 628 p.
- JOLY (G.de), LAROCHE, C. WATIER, P.H. et ROUVILLE (A. de).-(1939).- Travaux maritimes .Dunod, Paris 3 vol.
- JOUENNE, C.A. (1961).- Céramique générale. Notions de physico-chimie. Gauthier-Villars, Paris, 2 vol.
- KLUG, H.P. et ALEXANDER, L.E. (1954).- X ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. John Wiley and sons, New York, 1 vol. 716 p.
- KOSSOVSKAIA, A.G., et SHUTOV, V.D. (1958).- Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions. Eglog. Geol. Helv., 51, n°3, pp.656-666.
- KUBLER, B. (1953).- Analyse du remplissage des fissures dans le F6 supérieur. Note interne du lab. central de la C.F.P. Bordeaux.
- KUENEN, P.H. (1950).- Marine geology. Wiley, New-York.
- KULP, J.L. et TRITES, A.F. (1951).- DTA curves of natural hydrous ferric oxides Amer.Min., 36, pp.23-44.
- KULP, J.L. KENT, P; et KERR, P.F. (1951).- Thermal study of the Ca Mg Fe carbonate minerals. Amer.Min. 36, pp.643-670
- LABAYE, G. (1948).- Note sur le débit solide des cours d'eau. La Houille Blanche, Grenoble, n° spéc. A, pp.3-30
- LACROIX, A. (1913).- Les latérites de la Guinée, et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv.Arch.Mus., 5, pp.255-356;

- LAFOND, L.R. (1953 a).- Application de la méthode des indices à l'étude de l'évolution des sédiments actuels dans le bassin de la rivière Sal (Morbihan).- C.R.Ac.Sc., t.237, pp.82-84.
- LAFOND, L.R. (1953b).- Sur la floculation des limons argileux en présence de l'eau de mer sur la côte de Bretagne Rev. Groupe fr. Argiles t.V, pp.28-35.
- LAFOND, L.R. (1953c).- Sur l'évolution granulométrique des sédiments dans le bassin de la Vilaine. Bull. Soc.Géol.fr. 6, t. III, pp.175
- LAFOND, L.R. (1961).- Etude minéralogique des argiles actuelles du bassin de la Vilaine. C.R.Ac.Sc., t.252 pp.3614-3.616.
- LAFOND, L.R. (1965c).- Cycle cristallographique des kaolinites au cours des phénomènes superficiels en zone intertropicale. C.R. Ac.Sc., t.260, pp.5320-5323.
- LAFOND, L.R. et VERGER, F. (1965).- Minéralogie des argiles du littoral et des rivières du marais poitevin. C.R.Ac.Sc., t.260, pp.4232-4235.
- LAPPARENT, A.(de) (1907).- Traité de géographie physique, Paris.
- LAPPARENT, J. (de) (1935).- Les hydroxydes d'aluminium des argiles bauxitiques du Ayrshire. Bull.Soc.fr.min., 58, pp.246-252.
- LAPPARENT, J. (de) (1939).- La décomposition latéritique du granite dans la région de l'A.O.F. C.R.Ac.Sc., t.208, pp.1767-1769.
- LARRAS, J. (1957).- Plages et côtes de sable. Eyrolles, Paris, 117 p.
- LEDoux, R.L. et WHITE, J.L. (1966).- Infrared studies of the hydroxyl group in intercalated kaolinite complexes. Clays and clay minerals, 13th, nat.conf.1964, pp.289-315.
- LEGENBRE, R., (1938).- Le pH de l'eau de mer. ,Paris.
- LENEUF, N. (1959).- L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sc. Paris.
- LEPP, H. (1957).- The synthesis and probable geological significance of melnikovite. Econ. Geol., 52, pp.528.
- LOSSAINT, B. (1959).- Etude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence des litières forestières. Ann. Agro., 10, pp.369-414 et 493-542.

- LOUGHNAN, F.C., et CRAIG, D.C. (1960).- An occurrence of fully-hydrated halloysite at Muswellbrook, N.S.W., Amer.Min., 45, pp.783-790
- LUCAS, J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte Géol. Als.Lorr., n°23.
- LUCAS, J. CAMEZ, T. MILLOT, G. (1959).- Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés Bull. Serv. carte Géol. Als.Lorr. 12, pp.21-33
- MAC EWAN D.M.C. (1946).- Halloysite-organic complexes Nature, 157, pp.159-160
- MAC EWAN D.M.C., RUIZ AMILA, BROWN G. (1961).- Interstratified clay minerals in Brown G., : X ray identification and structures of clay minerals. Miner. Soc. Londres.
- MACKENZIE, R.C. (1957).- The differential thermal investigation of clays Miner.Soc. Londres.
- MAIGNIEN, R. (1964).- Compte rendu des recherches sur les latérites. UNESCO, Paris, 242 p.
- MARTIN A. (1965).- Contribution à l'étude sédimentologique des formations glaciaires quaternaires de la plaine de Bièvre-Valloire (Isère). Thèse 3ème cycle Sédimentologie, Orsay,
- MARTIN, L. (1962).- Contribution à l'étude sédimentologique d'échantillons de sondages sous-marins. Thèse 3ème cycle Sédimentologie Orsay.
- MARTIN VIVALDI, J.L. (1962).- L'analyse quantitative des argiles par diffraction de rayons X. L'analyse par spectrographie et diffraction de rayons X, col.de Madrid, t.2, pp.231-249, Philips, Eindhoven, Pays-Bas.
- MARTONNE, E.(de) (1923-1927).- Traité de géographie physique. Armand Colin, Paris. 3 vol.
- MAUREL, P. (1962).- Etude minéralogique et géochimique des formations argileuses des environs de Ste.-Affrique, (Aveyron). Bull. Soc. fr.Min. Crist. 85, pp.329-374.
- MEHRA, O.P. et JACKSON, M.L. (1960).- Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and clays minerals, 7 th. Nat.conf. Washington, 1958, pp.317-327.
- MELOU, M. (1967).- Contribution à l'étude des formations quaternaires de l'anse de Trez-Rouz (Camaret). Thèse de 3ème cycle Sédimentologie, Orsay.

- MEYER, F.H., RIGGS, O.L., Mc. GLASSON, R.L. et SUDEURY, J.D. (1958).- Corrosion of mild steel in H_2S environments. Corrosion, 14, 2-109 p.
- MIGNIOT, C. et BELLESORT, B. (1966).- Les actions de triage des sédiments en nature et sur modèle réduit. Conf. groupe A, assoc. Séd. fr., La Houille Blanche, n°7
- MILLOT G. (1949).- Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Géol. App. Prospect. Min, Nancy 2, pp.1-352.
- MILLOT, G. (1963).- Géologie des Argiles. Masson, Paris, 1 vol.
- MILLOT, G. et BONIFAS, M. (1955).- Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. Bull. Serv. carte Géol. Als. Lorr. 8, pp.3-10.
- MILNER, H.B. (1962).- Sedimentary petrography., Allen et Unwin, Londres , 2 vol. 4ème éd.
- MURRAY, H.H. et SAYYAB, A.S. (1955).- Clay mineral studies of some recent marine sediments of the North Carolina coast. Clays and clay minerals 3rd, Nat.Conf. 1954, pp.430-441.
- MURRAY, H.H. et LYONS, S.C. (1956).- Degrees of crystal perfection of kaolinite. Clays and clay minerals, 4th. Nat.Conf. pp.31-40.
- NAGELSCHMIDT, G., DESAI, A.D. et MUIR, A. (1940).- The minerals in the clay fractions of a black cotton soil and a red earth from Hyderabad. Journ. Agric.Sc. 30, pp.639-653.
- NELSON, B.W. (1958).- Clay mineralogy of the bottom sediments, Rappahannock river, Virginia. Clays and clay minerals, 7 th. Nat.Conf. 1960, pp.135-147.
- NEWHAM, R.E. et BRINDLEY, G.W. (1956).- Structure of dickite. Acta cryst. 9, pp. 759-764.
- NISKANEN, E. (1964).- Reduction of orientation effects in the quantitative X ray diffraction analysis of kaolin minerals. Amer. Min. 49, pp.705-714.
- NORRISH, F. et TAYLOR, R.M. (1962).- Quantitative analysis by X ray diffraction Clay min. bull. , 5, 28, pp.98-109.
- OSBERLIN, A. (1957).- Altération de cristaux de kaolinite; détermination par microdiffraction électronique de la structure des produits altérés. C.R.Ac.Sc., t.244, pp.1658-1661.

- OBERLIN, A. TCHOUBAR, C. (1957).- Etude en microscopie électronique de l'altération des cristaux de kaolinite. C.R.Ac.Sc., t.244, pp.1524-1526.
- OBERLIN, A., TCHOUBAR, C., SCHILLER, C., PEZART, H., et KOVACEVIC, S. (1961).- Etude du fire-clay produit par altération de la kaolinite et de quelques fire-clays naturels. Genèse et synthèse des Argiles, Col.Int. C.N.R.S., Paris, pp.45-55.
- ORSZAG, F. (1965).- Contribution à l'étude du Trias de Lodève (Hérault). Thèse 3ème cycle Sédimentologie., Orsay
- OTTMANN, F. (1965).- Introduction à la géologie marine et littorale. Masson, Paris.
- OTTMANN, F. et OTTMANN, J.M. (1960).- Les sédiments de l'embouchure du Capibaribe Recife, Brésil. Trab.I.B.M.O., Univ.Recife, 1,1, pp.51-69.
- PALACHE, C., BERMAN, H. et FRONDEL, C. (1944).- The system of mineralogy of J.D. Dana and E.S.Dana. J.Wiley, New-York.
- PEDRO, G. et BERRIER, J. (1966).- Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. C.R.Ac.Sc., t.262, pp.729-732.
- PEGUY, C.P. (1961). - Précis de climatologie, Masson, Paris.
- PIMIENTA, J. (1959).- Le cycle Pliocène-actuel dans les bassins paraliques de Tunis. Mem. Soc. Geol.Fr., NS., 38, n°85
- PINSAK, A.P. et MURRAY, H.H. (1960).- Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. Clays and clay minerals, 7th. Nat.Conf. 1958, pp.162-178.
- POISSON, A. (1962).- Contribution à l'étude du Callovo-Oxfordien de Normandie et du Haut-Maine. Thèse 3ème cycle Sédimentologie Orsay.
- PONDER, H. et KELLER, W.D. (1960).- Geology, mineralogy and genesis of selected fireclays from Latah County, Idaho. Clays and clay minerals, 8 th. Nat.Conf. 1959, pp.44-62.
- POUQUET, J. (1966).- Initiation géopédologique. SEDES, Paris.
- POWERS, M.C. (1954).- Clay diagenesis in the Chesapeake bay area. Clays and clay minerals, 2 nd, Nat.Conf. 1953, pp.68-80
- POWERS, M.C. (1957).- Adjustment of land derived clays to the marine environment. Journ. Sed.Petr. 27, pp.355-372

- PUTMAN, J. MUNK, A., TRAYLOR W.A., (1949). - The prediction of longshore currents. Tr. Amer. Geogr. Union, pp. 337-345.
- RIVIERE, A. (1948a). - Observations sédimentologique sur la côte Vendéenne. Sédimentation littorale et estuarienne, leurs lois générales. Rev. Gen. Hydraulique, n° 48.
- RIVIERE, A. (1948 b). - Sur l'embouchure du Lay, la sédimentation et la morphologie estuarienne. Bull. Soc. Géol. Fr., 5, 18, pp. 139-151
- RIVIERE, A. (1952a). - Sur l'origine des argiles sédimentaires. XX° Congr. Géol. Int. C. I. P. E. A., Alger, fasc. 18.
- RIVIERE, A. (1952 b). - Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Bull. Soc. Géol. Fr., 6, pp. 155.
- RIVIERE, A. (1954). - Généralisation de la méthode des faciès granulométriques. Evaluation de la dispersion aléatoire. C. R. Ac. Sc., t. 238 pp. 2326.
- RIVIERE, A. (1955). - Sur la radioactivité des sédiments actuels de la côte Méditerranéenne. Etude particulière du golf du Lion. Interprétation sédimentologique. Bull. Soc. Géol. Fr., 6 5, pp. 495-508.
- RIVIERE, A. (1958). - Contribution à l'étude sédimentologique de l'étang de Leucate-Salses (Languedoc Roussillon). Eclog. Géol. Helv. vol. 51, 3, pp. 561.
- RIVIERE, A. (1959a). - Sur une technique nouvelle de détermination directe du rH et sa signification sédimentologique. C. R. Ac. Sc. t. 248, pp. 717.
- RIVIERE, A. (1959b). - Effets d'oxydo-réduction dans les milieux naturels. Techniques de détermination directe du rH. Quelques résultats en milieu lagunaire. Cahiers Océanogr. XI, 5, pp. 309.
- RIVIERE, A. (1960). - Généralisation de la méthode des "faciès granulométriques" par extension de la notion d'indice d'évolution. Détermination de celui-ci. C. R. Ac. Sc., t. 250, pp. 2917.
- RIVIERE, A. (1964). - Mécanisme de précipitation des calcaires dans les étangs littoraux du Languedoc et du Roussillon. Conf. Groupe E. Assoc. Sed. fr.

- RIVIERE, A. et DUBOUIL-RAZAVET, C. (1949). - Sur l'évolution sédimentaire du golfe de Fos et les facteurs de l'équilibre littoral. C.R.Ac.Sc., t.229, pp.895-897.
- RIVIERE, A. et LAURENT, J. (1950). Résultats scientifiques d'une mission hydro-océanographique à Safi; phénomènes littoraux. C.R.Ac.Sc. t,230, pp.2037.
- RIVIERE, A. et MUNIER, P. (1944). - Contribution à l'étude des grès siliceux et quartzites réfractaires du sud du bassin parisien. Institut de Céramique fr. Paris
- RIVIERE, M.A. et RIVIERE, A. (1962). - Possibilité d'une expression gaussienne très approchée de la granulométrie de nombreux sédiments. C.R.Ac.Sc., t.254, pp.3396.
- RIVIERE, A. et VERNHET, S. (1952). - Influence des matières organiques sur la sédimentation des argiles. C.R.XX Congr.Géol.Int., C.I.P.E.A., Alger, IV, fasc.4.
- RIVIERE, A. , VERNHET, S; et VAN DER MAREL, H.W. (1961). - Sur les "Illites gonflantes" . Identification, analogies, et nomenclature. C.R.Ac.Sc., t.253, pp.159-161.
- RIVIERE, A. et VISSE, L. (1954). - L'origine des minéraux des sédiments marins. Bull. Soc. Géol.Fr. -6, IV, pp.467-473.
- ROBERTSON, R.H.S., BRINDLEY, G.W. et MACKENZIE, R.C. (1954). - Kaolin clays from Pugu, Tanganyika. Amer.Min., 39, pp.118-139.
- ROCHE, M. (1963). - Hydrologie de surface. O.R.S.T.O.M, Paris
- ROOKSBY, H.P. (1961). - Oxides and hydroxides of aluminium and iron. in Brown, G.: X ray identification and structures of clay minerals. Miner. Soc. Londres.
- ROUKHINE, L.B. (1955). - Etude des formations sédimentaires. Trad. C.E.D.P.n°9 par J. PIETRESSON de SAINT-AUBIN. C.E.D.P., Paris.
- ROUVILLE, M.A. (de) (1946). - Le régime des côtes .Dunod , Paris
- ROY et BRINDLEY, G.W. (1956). - A study of the hydrothermal reconstitution of the kaolin minerals. Clays and clay minerals, 4th; Nat. Conf. pp.125-132.
- RULLIER, F. (1959). - Etude bionomique de l'Aber de Roscoff. Trav.Stat. biol.Roscoff, N.S. , t.X, .Granulométrie, par L.R. LAFOND, pp.24-34.

- SAND, L.B. (1956).- On the genesis of residual kaolins. Amer. Min. 41, pp. 28-40.
- SASSI, B.M.S. (1962).- Contribution à l'étude de la Sebkhia Tegdimane et du chott el Guettar. Thèse 3ème cycle Sédimentologie, Orsay.
- SCHMALZ, R.F. (1958).- Thermodynamic calculations relating to the origin of red beds. Bull. Geol. Soc. Amer., 69, pp. 1639.-
- SCHOLL, D.W. (1964).- Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea level over the south western coast of Florida. Marine Geology, 1, pp. 344-366.
- SCHWARZENBACH, G. (1957).- Complexometric titrations. Methuen, Londres.
- SEGALEN, P. (1964).- Le fer dans les sols. O.R.S.T.O.M., Paris.
- SEJOURNE, M. (1964).- Contribution à l'étude sédimentologique de quelques paléosols vendéens et de leurs couvertures sédimentaires. Thèse 3ème cycle Sédimentologie, Orsay
- SHEPARD, F.P. (1948).- Submarine géology. Harper, New-York.
- SHEPARD, F.P. (1956).- Marginal sediments of Mississippi delta. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 11, pp. 2537-2662.
- SHEPARD, F.P. (1964).- Criteria in modern sédiments useful in recognizing ancient sedimentary environments. Developments in Sedimentology, Amsterdam, vol. 1.
- SHURYGINA, E. A. (1958).- Recherches sur le vieillissement des gels d'hydroxydes de Fe et Al par la méthode thermique. Trudy Pochv. Inst. Dokuch., 53, pp. 104-112.
- SIFFERT, B. (1962).- Quelques réactions de la silice en solution. La formation des argiles. Mem. Serv. Carte Als. Lorr. n° 21.
- SIREYJOL, P. (1964).- Houle et transit littoral. Leur influence sur la construction des ports. Ann. des P.C., 134, pp. 123-177.
- SMOTHERS, W.J. et CHIANG, Y., (1958).- Differential thermal analysis: theory and practice. Chemical publ. Cy. New-York
- STEINBERG, M. (1959).- Contribution à l'étude morphologique et sédimentologique de la côte des Maures (Saint-Raphaël à Sainte Maxime). Thèse 3ème cycle Sedimentologie, Orsay.

- STEINBERG, M. (1967).- Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou. (Sidérolithique des Auteurs). Thèse Sc., Orsay.
- STEINBERG, M., VERNHET, S. et RIVIERE, A. (1966).- Sur l'interprétation des spectres d'agrégats orientés donnés par les argiles en présence d'hydrates ferriques non cristallisés. C.R.Ac.Sc., t. 262, pp. 968-972.
- STOLL, J.M., LUCAS, J., MILLOT, G. et WEY, R. (1964).- Contribution à l'étude des méthodes pratiques d'examen aux rayons X des minéraux phylliteux. Influence du mode de séchage et de la saturation par des ions potassium. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 17, 4, pp. 235-246.
- STOURDZE VISCONTI, Y., NICOT, B.N.F. et GOULART DE ANDRADE, E. (1956).- Tabular morphology of some Brazilian kaolins. Amer. Min., 41, pp. 67-75.
- SUGAWARA, K., KOYAMA, T., KOZAWA, A. (1953).- Distribution of various forms of sulfur in muds. Journ. earth Sc. Nagoya Univ., 1, pp. 17-23.
- SWINDALE, L.D. et JACKSON, M.L. (1956).- Genetic processes in some residual podzolised soils of New Zealand. 6th. Int. Congr. Soil Science, E, pp. 233-239.
- SYMPOSIUM SUR LES BAUXITES, OXYDES ET HYDROXYDES D'ALUMINIUM, (1964). Acad. Yougoslave des Sciences et Arts, Zagreb, 1963.
- TERS, M. (1961).- La Vendée littorale. Etude de géomorphologie. Thèse Lettres, Paris, 1958, C.N.R.S., Paris
- TERZAGHI, K. et PECK, R.B. (1957).- Mécanique des sols appliquée aux travaux publics et au bâtiment. Dunod, Paris.
- TIXIER, B. (1965).- Contribution à l'étude sédimentologique des grès de base du Liban. Thèse de 3ème cycle Sédimentologie, Orsay.
- TOULEMONT, M. (1965).- Contribution à l'étude sédimentologique du Quaternaire du littoral Sud Finistérien de la pointe du Raz à l'estuaire de l'Odé. Thèse 3ème cycle de sédimentologie, Orsay.
- TRASK, P.D. (1939).- Organic content of recent marine sediments. Recent marine sediments, a symposium, pp. 428-453.
- TRASK, P.D. (1950).- Applied sedimentation. J. Wiley, et Sons, New-York.

- TROLL, C. (1943).- Thermische klimatypen der Erde. Petermann's geogr. Mitt. pp.81-88.
- TYURIN, I.V. (1951).- Vers une méthode d'analyse pour une étude comparative des constituants de l'humus des sols. Trav. Inst. Dekoutchaïev. ,38,32 p.
- URBAIN, P. (1951).- Recherches pétrographiques et géochimiques sur deux séries de roches argileuses. Imp.Nat., Paris.
- VAN ANDEL, T.J.H.- Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. H. Veenman et Zonen, , Wageningen, Holland.
- VAN DER MAREL, H.W. (1956).- Quantitative differential thermal analysis of clay and other minerals. Amer. Min., 41, pp.222-244.
- VAN DER MERWE, C.R. (1957).- Les minéraux argileux des groupes de sols subtropicaux de l'Union de l'Afrique du Sud. Sols Africains, IV, 2.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U. (1954).- Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. Leid.Geol.Meded., 19
- VAN STRAATEN, L.M.J.U. (1959).- Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. Geol.en minjbouw, pp.197-216.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U. (1964).- Deltaic and shallow marine deposits. Developments in sedimentology .Elsevier, Amsterdam. vol.1.
- VERNET, J.P. (1962).- Hypothèse sur la genèse de certains minéraux du groupe de la kaolinite dans une poche de sables sidérolithiques du mont Vuache (Savoie). Bull.groupe fr.Argiles ,t,XIII, pp.47-57.
- VINOGRADOV , A.P. BOISCHENKO, E.A. (1942).- Décomposition du kaolin par les diatomées. C.R.Ac.Sc.U.R.S.S., 37, pp.135-138.
- VOINOVITCH I.A., DEBRAS-GUEDON, J., LOUVRIER, J. (1962).- L'analyse des silicates Hermann, Paris.
- WADA, K; (1958).- Use of salt complexe for differenciation of halloysite from kaolinite. 2nd ann.meeting ,clay mineral group of Japan.Tokyo.
- WADA, K., (1959).- An interlayer complex of halloysite with ammonium chloride. Amer. Min., 44, pp.1237-1247.
- WADA, K., (1961).- Lattice expansion of kaolin minerals by treatment with potassium acetate. Amer. Min. 46, pp.78-91.

- WAEAGEMANS G. (1952).- Latérites pisolitiques et scoriacées .Bull.Agr.Congo Belge. Leopoldville,t;43,pp.735.
- WAEAGEMANS,G. et VANDERSTAPPEN,R. (1950).- Authigenèse ,altération des minéraux argileux et latéritisation dans les régions intertropicales. Trans. Int.Congr.Soil Science,Amsterdam.vol.3 pp.145.
- WAKSMAN,S.A. (1931).- Principles of soil microbiology. Londres.
- WALKER G.F. (1950).- Trioctahedral minerals in the soil clays of North East Scotland. Min. Mag.,29,pp.72-84.
- WALKER,G.F. (1961).- Vermiculite minerals,in Brown G.: X ray identification and structures of clay minerals. Mineralogical Soc. Londres,pp.313.
- WATER POLLUTION RESEARCH .Survey of the river Tees.Londres,1935.
- WEAVER,C.E. (1956).- The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks .Amer.Min. ,41,pp.202-221.
- WEAVER,C.E. (1959).- The clay petrology of sediments. Clays and clay minerals 6th. Nat.Conf. 1957,pp.154-187.
- WEAVER,C.E. (1960).- Possible use of clay minerals in the search for oil. Clays and clay minerals ,8th. Nat.Conf. 1958,pp.214-227
- WHITEHOUSE,U.G.,JEFFREY,L.M. et DEBRECHT,J.D. (1960).- Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. Clays and clay minerals,7 th.Nat.Conf.1958,pp.1-80
- YAMAGUCHI,S. et KATSURAI,T. (1960).- Zur bildung des ferromagnetischen Fe_3S_4 Kolloid Zeit,170,pp.147-148.
- ZO BELL,C.E. (1942).- Bacteria in the marine world. Scientific monthly,55, pp.320-330.

CHAPITRE 47

<u>LE MILIEU INTERTROPICAL</u>	698
1. LES CONDITIONS CLIMATIQUES GENERALES	698
1.1. Les températures	698
1.2. Les précipitations	699
1.3. Les types climatiques intertropicaux	702
2. L'ALTERATION EN ZONE INTERTROPICALE	703
2.1. Lessivage	704
2.2. Néogenèse et concrétionnement	705
2.3. Bilan géochimique de l'altération	707
2.4. Erosion mécanique	709
3. TRANSPORT ET SEDIMENTATION EN ZONE INTERTROPICALE	711
3.1. Transport des sables	711
3.2. Conditions de dépôts et de reprise des formations sableuses	712
3.3. Transport et dépôt des éléments pélitiques	713
3.4. Transport des matériaux en solution dans les eaux	717
4. DISCUSSION DES LIMITES DE LA ZONE INTERTROPICALE HUMIDE	718
4.1. Les limites externes de l'étude entreprise	719
4.2. Distribution entre zone équatoriale et zone tropicale	720

CHAPITRE 48

<u>LE MILIEU FLUVIO-MARIN DANS LES ZONES INTERTROPICALES</u>	723
1. DEFINITIONS	723
1.1. Estuaires et deltas	723
1.2. Caractères des zones fluvio-marines	726
2. CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES EN MILIEU ESTUARIEEN	727
2.1. La salinité en milieu estuarien	729
2.2. Le pH en milieu fluvio-marin	732
2.3. Oxydation et réduction en milieu fluvio-marin	735

3. TURBIDITE ET MECANISME DES ENVASEMENTS	738
3.1. Turbidité	738
3.2. Bilans de marée	741
3.3. Mécanisme des transports en suspension et des dépôts	742
3.4. L'équilibre des sédiments sableux dans les estuaires	748
3.5. La théorie de l'équilibre fluvio-océanique et la sédimentation estuarienne	749

CHAPITRE 49

<u>LE MILIEU LITTORAL INTERTROPICAL</u>	752
1. LES ESTRANS SABLEUX	752
1.1. L'équilibre transversal et la dispersion vers le large	752
1.2. Les transits par obliquité	754
1.3. L'origine des matériaux sableux	756
2. LES VASIERES LITTORALES ET LA MANGROVE	757
2.1. Les conditions de formation des vasières	757
2.1.1. Les conditions mécaniques : L'agitation	758
2.1.2. Les conditions mécaniques : L'alimentation en matériel pélitique	759
2.1.3. Les conditions physico-chimiques : La salinité	761
2.1.4. Les conditions physico-chimiques : Le pH	762
2.1.5. Les conditions physico-chimiques : Le rH	763
2.2. Les caractères propres à la zone de mangrove	764
2.1.1. Caractères des sédiments de mangrove	765
2.2.2. Facteurs d'évolution en mangrove	765

CHAPITRE 50

<u>LES SEDIMENTS ESTUARIENS ET LITTORAUX EN ZONE INTERTROPICALE</u>	767
1. LES SEDIMENTS GROSSIERS	767
1.1. Morphoscopie des sables quartzeux	767
1.2. Minéraux lourds	768

1.3. Sables volcaniques	769
1.4. Granulométrie des sables	769
1.5. Lentilles de galets et blocs	770
2. MINERALOGIE DES SEDIMENTS FINS	771
2.1. Le groupe de la kaolinite	771
2.2. Les autres minéraux argileux	774
2.3. Les minéraux associés aux argiles	776
2.4. Les associations minéralogiques en zone littorale intertropicale	777
3. LES PHENOMENES DE DIAGENÈSE LITTORALE ET LES FORMATIONS QUATERNAIRES	779
3.1. Exemples de diagenèse dans des séries récentes	779
3.1.1. Le Quaternaire du Wouri (Cameroun)	779
3.1.2. Le Flandrien de la baie d'Antongil (Madagascar)	781
3.2. Diagenèse des minéraux argileux	782
3.3. Diagenèse des matières organiques	783

CHAPITRE 51

<u>PRINCIPAUX RESULTATS ACQUIS AU COURS DE CETTE ETUDE</u>	785
1. ACQUISITIONS METHODOLOGIQUES	785
2. RESULTATS SEDIMENTOLOGIQUES D'INTERET REGIONAL	789
3. CONTRIBUTION A LA DEFINITION DES DOMAINES ETUDIES	791

TOME III

BIBLIOGRAPHIE - PLANCHES.

